

**Ю.В.ПЕТРОВ, Х.Т.ЭГАМБЕРДИЕВ,
Б.М.ХОЛМАТЖАНОВ, М.АЛАУТДИНОВ**

АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИ

Тошкент-2011

**ЎЗБЕКИСТОН РЕСПУБЛИКАСИ
ОЛИЙ ВА ЎРТА МАХСУС ТАЪЛИМ ВАЗИРЛИГИ**

**ЮРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ ПЕТРОВ,
ХАМРОҚУЛ ТУРСУНҚУЛОВИЧ ЭГАМБЕРДИЕВ,
БАХТИЯР МАҲАМАТЖАНОВИЧ ХОЛМАТЖАНОВ,
МУХИТДИН АЛАУТДИНОВ**

АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИ

*Ўзбекистон Республикаси Олий ва ўрта махсус таълим вазирлиги
томонидан давлат университетларининг «Физика» ва «Гидрометеорология»
йўналишлари бўйича таълим олаётган талабалари учун дарслик сифатида
тавсия этилган*

ТОШКЕНТ–2011

УДК 551.51(075.8)

КБК 26.233

A87

A87 Юрий Васильевич Петров, Ҳамрокул Турсункулович Эгамбердиев, Бахтияр Махаматжанович Холматжанов, Мухитдин Алаутдинов. Атмосфера физикаси. – Т.: «Fan va texnologiya», 2011. 244 б.

Дарсликда атмосфера физикасининг атмосферанинг таркиби ва тузилишига тааллуқли бўлган умумий масалалари баён қилинган. Об-ҳавони ҳосил қилувчи жараёнларнинг асосларини кўриб чиқишда асосий эътибор уларнинг физик моҳиятига қаратилган. Дарсликнинг ҳажмидан келиб чиқиб, унга атмосфера оптикаси ва электри бўлимларини киритишнинг имкони бўлмади.

Дарслик университетларнинг физика ва гидрометеорология мутахассисликлари бакалаврият ва магистратура талабалари ҳамда метеорология ва Ер хақидаги бошқа фанлар соҳалари мутахассислари учун мўлжалланган.

Излагаются общие вопросы физики атмосферы, касающиеся состава и строения атмосферы; при рассмотрении основ погодообразующих процессов главное внимание уделено их физической сущности. Объем учебника не дал возможности включить разделы по атмосферной оптике и атмосферному электричеству.

Предназначен для студентов на уровне бакалавриата и магистратуры гидрометеорологических и физических специальностей университетов, а также специалистов в области метеорологии и других наук о Земле.

The general questions of physics of atmosphere, concerning structure and a structure of an atmosphere are stated; by consideration of bases погодообразующих processes the main attention is given to their physical essence. The volume of the textbook has not given an opportunity to include sections on atmospheric optics and an atmospheric electricity.

It is intended for students at a level of a bachelor degree and a magistracy of hydrometeorological and physical specialities of universities of universities, and also experts in the field of meteorology and other sciences about the earth.

УДК 551.51(075.8)

КБК 26.233

Илмий муҳаррирлар: ХОЛМАТЖАНОВ Б.М. – г.ф.н.;

ПЕТРОВ Ю.В. – ф.м.-ф.н., доц.

Тақризчилар: ТУРСУНМЕТОВ К.А. – ф.-м.ф.д., проф.;

ҚОДИРОВ Б.Ш. – г.ф.н.

ISBN 978-9943-10-616-1

© «Fan va texnologiya» нашриёти, 2011.



СЎЗ БОШИ

Ер атмосфераси атрофимиздаги табиий муҳитнинг энг ҳаракатчан қобикларидан биридир. Унинг ҳолати ҳавонинг кимёвий таркиби, қўлаб физикавий характеристика ва жараёнлар, ташқи ва ички омиллар билан ўзаро таъсири, шунингдек инсон фаолияти натижаларининг таъсири билан белгиланади. Атмосферанинг ҳолатини ўрганиш ва у тўғрисидаги катта билимлар мажмуасини умумлаштириш геофизик фанлардан бири ҳисобланган *атмосфера физикасининг* предмети ҳисобланади.

Замонавий атмосфера физикаси икки ўта муҳим ёндошувга асосланади. Бир томондан, кузатув ва ўлчаш маълумотларидан кенг фойдаланилади ва улар асосида атмосфера жараёнларининг шаклланиш ва ривожланиш қонуниятлари аниқланади, атмосферанинг таркиби, хоссалари ва тузилиши ўрганилади. Бу маълумотлар метеорологик станциялар ва обсерваториялар тармоғи, радиозондлаш станциялари, самолёт, аэростат ва ракета ёрдамида зондлаш орқали олинади. Сўнгги ўн йилликларда атмосферани Ернинг метеорологик сунъий йўлдошлари, шунингдек радиолокация ва лазер локацияси воситасида масофавий зондлаш орқали катта миқдордаги ахборот олинмоқда. Кўрсатиб ўтилган кузатишларнинг барча турдаги ўлчаш тизимлари микро- ва нанотехнологиялар, ядро физикаси ва бошқа соҳалардаги энг янги ютуқлар асосида доимий такомиллаштириб борилмоқда.

Кейинги ёндошув атмосфера жараёнлари ва ҳодисаларининг турли математик усуллар ва ҳисоблаш техникасидан кенг фойдаланиш асосида яратилган назарий моделларининг ривожланишига боғлиқ.

Шуни назарда тутиш керакки, атмосфера объектлари ва жараёнларининг масштаблари кенг спектрга эга бўлиб, микрометрлардан (конденсация ядролари) бошлаб юзлаб ва минглаб километргача (найсимон оқимлар, булут тизимлари ва бошқалар) ўлчамли бўлиши мумкин.

Атмосфера объектлари ва жараёнлари ва уларни ўрганиш усулларининг турли-туманлиги атмосфера физикаси доирасида синоптик метеорология, назарий метеорология, экспериментал

метеорология, амалий метеорология, иқлимшунослик ва бошқа тор фан тармоқларининг ажралишига олиб келди.

Дарслик давлат университетларининг атмосфера физикаси бўйича ўқув режаси ва дастурига мувофиқ ёзилган.

Унда Ер атмосфераси ҳақидаги зарурий маълумотлар минимуми камраб олинган. Дастлабки тўртта боб атмосферанинг таркиби ва тузилиши, унинг барик майдони ва унда содир бўлаётган термодинамик жараёнлар тўғрисида тасаввур ҳосил қилиш имконини беради. Кейинги тўрт боб об-ҳавони ҳосил қилувчи жараёнларга бағишланган. Радиацион жараёнларнинг атмосфера ҳарорат режими шаклланишининг бош сабабчиси сифатидаги роли катъий кетма-кетликда кўрсатилган. Сўнгра атмосферадаги намлик айланишининг буғланишдан бошлаб, ёгинларнинг ёғишигача бўлган барча бўғинлари кўриб чиқилган. Якуний бобда атмосфера ҳаракатлари динамикасининг асослари ёритилган.

Материални баён қилишда об-ҳавонинг ташқи муҳит, ер юзаси ва атмосферанинг ўзида кечаётган физик жараёнлар ўзаро таъсирининг мураккаб натижаси эканлигига асосий эътибор қаратилган. Об-ҳавонинг асосий тенгламалари тизимига кирувчи барча тенгламаларнинг келтириб чиқарилиши ва изоҳлари берилган (И.А. Кибель бўйича).

Дарслик муаллифлар томонидан физика ва география факультети талабаларига узоқ йиллар давомида ўқилган маърузалар матни асосида яратилди. Шу сабабдан материалларни баён қилиш муайян мантиқий кетма-кетликка эга. Умуман, материаллар кетма-кетлиги атмосфера физикаси бўйича россиялик муаллифлар А.Т.Матвеев ва А.Х.Хргианларнинг дарсликларидан кам фарқ қилади. Мазкур дарсликнинг баён қилиш тили лўнда ва аниқлиги билан ажралиб туради. Дарслик учун ажратилган ҳажмнинг етарли эмаслиги материалларни кенгроқ ёритишга имкон бермади.

Муаллифлар, маънога эга бўлган жойларда, Ўзбекистон метеорологик сатнциялари маълумотларидан жадвал ва тасвирий материаллар кўринишида фойдаланганлар. Шунингдек Ю.В.Петров томонидан илмий-тадқиқот ишлари давомида олинган қатор натижалар ҳам дарсликдан ўрин олган. Хусусан, 5-бобда атмосфера шаффофлигининг интеграл характеристикалари қаторига янги параметр – келтирилган шаффофлик кўрсаткичи, 4-бобда атмосфера турғунлиги мезони сифатида мувозанатланган ҳарорат градиенти киритилган.

Айрим бобларни ўқитиш жараёнида анимацион воситалардан фойдаланиш имконияти мавжуд. Масалан, термодинамик параметрларни ҳисобга олган ҳолда конвектив булутларнинг ривожланиш жараёни компьютер техникасидан фойдаланган ҳолда ўтказилади.

Дарсликнинг ҳажмига қўйиладиган чеклашлар атмосфера физикасининг атмосфера оптикаси ва электр ҳодисалари бўлимларини ёритишга имкон бермади.

Муаллифлар дарслик тақризчилари ф.-м.ф.д., проф. К.А.Турсунметов ва г.ф.н. Б.Ш.Қодировларга дарсликни тайёрлаш жараёнида билдирган таклиф ва мулоҳазалари учун ўз миннатдорчилигини билдиради.

Илмий муҳаррирлар: *г.ф.н., Холматжанов Б.М.*
 ф.-м.ф.н., доц. Петров Ю.В.

І БОБ. КИРИШ

Асосий тушунчалар

1. Геофизика – Ернинг физик хоссалари ва жараёнлари, унинг литосфераси, гидросфераси ва атмосферасини умумий ўрганувчи илмий фанлар мажмуаси.

2. Гидросфера – ер шарининг сувлари тўплами: океан, сирт ва ер ости сувлари; Ернинг сув қобиғи.

3. Литосфера – Ер қаттиқ қисмининг ташқи қатлами, ер сиртидан тахминан 1200 км чуқурликкача чўзилган.

4. Синпотик карта – географик карта, унга вақтнинг муайян моментларида метеорологик сатнциялар тармоғидан олинган кузатишлар натижалари рақам ва белгилар орқали туширилади.

5. Барик топография картаси – у ёки бу изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан (мутлақ топография картаси) ёки қуйида жойлашган изобарик сиртга нисбатан (нисбий топография картаси) баландлиги (аникроғи геопотенциали) туширилган карта.

6. Метеорологик станция – жой рельефи, атрофдаги бинолар ва аҳоли пунктлари нуқтаи назаридан муайян талабларга жавоб берувчи метеорологик кузатишлар амалга ошириладиган пункт.

7. Метеорологик майдонча – очиқ ва жойнинг атроф-муҳитига хос бўлган ердаги метеорологик станциянинг метеорологик асбоблар қурилмалари ўрнатиладиган майдонча.

8. Ернинг метеорологик йўлдоши – дастурига булутлиликни суратга олиш ва асосан радиацияга оид бўлган кузатиш ва ўлчашларни бажарувчи Ернинг сунъий йўлдоши бўлиб, ер атмосфераси, шу жумладан, тропосферадаги планетар масштабли жараёнларни ўрганиш вазифасига эга.

9. Актинометрик кузатишлар – тўғри, сочилган, ялпи қуёш радиацияси жадаллиги, шунингдек эффектив нурланиш, радиацион баланс ва альbedo устидан кузатишлар бўлиб, тегишли асбоблар ёрдамида амалга оширилади.

10. Ҳаво массаси – майдони бўйича материк ва океанларнинг катта қисмлари ўлчамига эга бўлган, деярли бир хил хоссали ва

атмосфера умумий циркуляциясининг бирор оқими бўйлаб ҳаракатланувчи тропосфера ҳавоси микдори.

11. Циклон – паст ҳаво босимли (марказида минимал босим) ва шимолий яримшарда соат стрелкасига тескари, жанубий яримшарда соат стрелкаси бўйича циркуляцияли атмосфера ғалаёни.

12. Антициклон – денгиз сатҳида юқори атмосфера босимига эга бўлган берк концентрик изобарали соҳа. Антициклонда ҳаво шимолий яримшарда соат стрелкасига бўйича, жанубий яримшарда соат стрелкасига тескари йўналишда ҳаракатланади.

13. Найсимон оқим – ҳавонинг юқори тропосфера ва қуйи стратосферада тропопаузага яқин сатҳларда, юқори кенгликларда эса пастроқ сатҳларда катта тезликли энсиз оқим кўринишидаги кўчиши.

14. Узун тўлқин – ўрта кенгликларда умумий ғарбий оқимдаги бир неча минг километр тартибли узунликдаги атмосфера тўлқини бўлиб, ўрта тропосферанинг барик майдонидаги ботиқ ва қаварик шаклдаги ғалаёнлари билан боғлиқ. Ер шари айланаси бўйлаб одатда бир нечта (3-6) узун тўлқин жойлашади.

15. Қуюн (торнадо) – деярли вертикал, кўпинча эгилган ўқли, бир неча ўн метр диаметрли кучли уюрма. Қуюнда ҳаво босими паст. Қуюн қора булут устунни кўринишига эга бўлиб, кўпинча у паст ёмғирли тўп-тўп булутнинг асосидан воронка кўринишида тушиб келади. Ер сиртидан унга томон сув пуркамаси ва чангдан ҳосил бўлган бошқа воронка кўтарилиб бориши мумкин. Устуннинг энг энсиз қисми – ўртада. Қуруқлик устида тромб ёки торнадо (АҚШда) синонимлари қўлланилади.

1.1. Атмосфера физикасининг предмети ва вазифалари

Ер сайёраси қаттиқ (литосфера), суюқ (гидросфера) ва газсимон (атмосфера) қобиқлардан ташкил топган бўлиб, уларда рўй берувчи физикавий ва кимёвий жараёнлар “Ер ҳақидаги фанлар” ёки *умумий геофизика* номи билан бирлашган фанлар мажмуаси томонидан ўрганилади.

Атмосфера физикаси геофизиканинг таркибий қисми бўлиб, атмосферада рўй берувчи турли физикавий ҳодиса ва жараёнларни ўрганади. Уларга атмосферанинг келиб чиқиши, унинг таркиби ва тўзилиши, нурланиш ва иссиқликнинг узатилиши жараёнлари, сув бутинининг фазавий айланишлари ҳамда у билан боғлиқ бўлган

булут, туман ва ёгин шаклланиши жараёнлари, ҳаво ҳаракати қонуниятлари, атмосферадаги оптик ва электрик ҳодисалар киради. Бу ҳодиса ва жараёнларнинг барчаси ўзаро боғлиқликда ҳамда космик муҳит, ер ва сув қобиғида рўй берувчи жараёнлар билан боғлиқликда ўрганилади.

Атмосфера ҳодисаларини ўрганишнинг дастлабки боскичларида бу ҳодисалар тўғрисидаги маълумотлар етарлича фарқланмаган, атмосфера тўғрисидаги фан эса *метеорология* деб номланган. Бу атама милoddан аввалги IV асрда, юнон файласуфи Арасту шу номли (юнонча *μετεωρολογία*) асарни эълон қилганидан сўнг пайдо бўлган. Бу атаманинг сўзма-сўз таржимаси метеорлар ҳақидаги фан маъносини беради. Метеорлар деганда ер сирти ва атмосферада рўй берувчи ихтиёрий ҳодисалар тушуниланган. Арасту ўз асарида турли атмосфера (булутлар, ёгинлар, шамол ва бошқ.) ва бошқа ҳодисалар (сув топқинлари, курғоқчилик ва бошқ.) тўғрисида ўша даврда йиғилган маълумотларга дастлабки фалсафий тушинтириш беришга ҳаракат қилган. Бироқ метеорологиянинг фан сифатида шаклланишига яна анча вақт талаб қилинди.

XVI асрнинг ўрталарига келибгина, тадқиқотларнинг табиий-илмий методлари ва дастлабки метеорологик ўлчаш асбоблари (барометр, термометр)нинг кашф қилиниши билан, айрим атмосфера ҳодисаларини физика қонунлари асосида тушинтириш имконияти пайдо бўлди. Бу даврда метеорология физиканинг таркибий қисми сифатида ривожланди ва XVIII асрнинг биринчи ярмига келиб мустақил фан сифатида шаклланди.

Ҳозирги вақтда метеорологияда атмосфера жараёнларини таҳлил қилишнинг математик методлари, шунингдек физикавий тажрибаларнинг кенг қўлланилиши атмосфера жараёнлари тўғрисидаги фанни *атмосфера физикаси* деб аташга имкон беради. Шунга қарамай метеорология атамаси эндиликда атмосфера ҳодисалари тўғрисидаги билимлар йиғиндисини англатиш учун қўлланилмоқда.

Атмосферанинг фазода биржинсли эмаслиги ва вақт ичида кучли ўзгарувчанлиги унинг асосий хусусиятларидан биридир. Атмосфера ҳолатининг бундай узлуксиз ўзгаришларини *об-ҳаво* деб аташ қабул қилинган.

Об-ҳаво – бу маълум ҳудуд устида, маълум вақт ёки вақт оралиғида атмосферанинг метеорологик катталиклари ва атмосфера

ҳодисаларининг уйғунлиги билан характерланувчи физикавий ҳолатидир.

Метеорологик катталиқ атмосфера ҳолатининг муайян характеристикасидир. Ҳавонинг ҳарорати ва намлиги, атмосфера босими, шамол тезлиги ва йўналиши, булутларнинг миқдори, баландлиги ва шакли, атмосфера ёғинлари, метеорологик кўринувчанлик узоқлиги ва атмосфера ҳолатининг бошқа характеристикалари метеорологик катталиқлар ҳисобланади.

Метеорологик ҳодиса метеорологик катталиқларнинг муайян мажмуи билан тавсифланувчи физикавий жараёндир. Мисол учун, нисбий намлик, шамол ва метеорологик кўринувчанлик узоқлигининг маълум мутаносиблигида туман ҳосил бўлади. Метеорологик ҳодисаларга момақалдироқ, изғирин, чангли бўрон, қасирға, булдуруқ ва бошқалар мисол бўла олади.

Бошқа ихтиёрий фанда бўлгани каби, атмосфера физикасининг асосий вазифаси табиат қонунларини ўрганишдан иборат. Шу билан бирга замонавий фан атмосфера жараёнлари ва ҳодисаларини кузатиш, тавсифлаш ва тушунтириш билангина чекланиб қола олмайди. У олинган хулосалардан жамият эҳтиёжларини қондириш учун фойдаланиб, инсоннинг амалий заруриятларини таъминлаши лозим. Якуний натижада у табиат ҳодисаларини бошқаришнинг амалий имкониятларини топиши ва уларни жамият учун фойдали йўналишда ўзгартира олиши лозим.

Юқоридагилардан келиб чиқиб атмосфера физикасининг асосий вазифаларини қуйидагича белгилаш мумкин:

- атмосферани характерловчи ва унда кузатилувчи ҳодисаларнинг аниқ физикавий маълумотлар қаторини олиш, бу ҳодисаларни сифат ва миқдор нуқтаи назаридан тавсифлаш (кузатиш ва тавсифлаш);

- олинган физикавий маълумотлар таҳлилидан келиб чиқиб, атмосфера ҳодисаларини тўғри тушунтириш ва уларнинг кечишини бошқарувчи қонунларни топиш (таҳлил);

- топилган қонуниятларни қўллаган ҳолда атмосферада содир бўлаётган жараёнларнинг ривожланишини олдиндан аниқ айтиш усулларини ишлаб чиқиш (прогноз);

- аниқланган қонуниятларни атмосфера жараёнлари ривожланишига қўллаб, табиат кучларидан амалий фаолиятда фойдаланиш (бошқарув).

1.2. Атмосфера физикасининг тадқиқот усуллари

Атмосфера физикасида турли тадқиқот усуллардан фойдаланилади, бироқ уларнинг барчаси физикавий асосга эга. Уларнинг асосийлари қуйидагилардир:

1. *Кузатув* усули атмосфера, об-ҳаво ва иқлим ҳақида аниқ маълумотларни олиш имконини беради. Кузатувлар Ер сирти яқинида, шунингдек амтсоферанинг турли баландликларида амалга оширилиши лозим. Асосий метеорологик катталикларни ўлчаш бўйича Ер усти метеорологик кузатувлари Ер шари бўйлаб тақсимланган бир неча минглаб *метеорологик* ва юзлаб *аэрологик станцияларда* олиб борилади. Нисбатан камсонли метеорологик станцияларда қуёш радиацияси, Ер ва атмосфера нурланиши ҳамда Ер сирти иссиқлик балансининг ташкил этувчилари (*актино-метрик* ва *иссиқлик баланси ўлчовлари*) кузатилади. Бундан ташқари махсус жиҳозланган обсерваторияларда атмосфера электри, озон ва газ таркиби устида кузатувлар олиб борилади.

Катта ҳажмдаги ўлчовлар геофизик ракета ва Ернинг метеорологик сунъий йўлдошлари ёрдамида олиб борилади. Бу усулни амалга ошириш мақсадида бутун Ер шари майдонини қамраб олган метеорологик кузатув тармоғи ташкил этилган.

2. Атмосфера физикасида *эксперимент* усулининг имкониятини қўллаш чекланган. У табиий ва лаборатория шароитида ўтказилиши мумкин.

Табиий шароитда экспериментга дўлли булутларни тарқатиш мақсадида таъсир этишни, қўшимча ёғин ҳосил қилиш мақсадида ёмғирли қатламли булутларга таъсир этиш, туманни тарқатиш тажрибаларини мисол қилиш мумкин. Бу тажрибалар амалий мақсадни кўзда тутсада, табиатдаги у ёки бу ҳодисаларни чуқурроқ ўрганишга имкон берди.

Бу турдаги экспериментларга глобал, ҳудудий ёки давлат (миллий) кўламида бирон-бир ҳодиса ёки жараёни мажмуавий экспедицион тадқиқотларини киригиш мумкин. Мисол учун, катта ҳудудлар устидаги гидросфера ва атмосфера ҳақидаги тўлиқроқ маълумотларни йиғиш мақсадида Халқаро йиллар тадбирлари ўтказилади. 1882-1883 ва 1932-1933 йилларда Биринчи ва Иккинчи халқаро кутб йиллари ўтказилган. Халқаро геофизик йил (01.07.1957-31.12.1958) вақтида мажмуавий геофизик тадқиқотларда сайёранинг бутун ҳудуди қамраб олинган.

Глобал атмосферавий жараёнлар тадқиқоти дастури доирасида XX асрнинг 70-йилларида қатор дастурлар амалга оширилди. Булар - Тропик, Кутбий, Мажмуавий Энергетик, Муссон ва бошқа дастурлар.

Лаборатория шароитидаги экспериментларга мисол қилиб махсус дастур асосида аэрозол камера деб номланган қурилмада булут ва ёғин ҳосил бўлиш жараёнини ўрганишни келтириш мумкин. Махсус экспериментал қурилмада атмосфера умумий циркуляциясини физик моделлаштириш ҳам бунга мисол бўлиши мумкин.

3. *Статистик таҳлил* усули. Бу усул қуйидаги масалаларни ҳал қилиш имконини беради. Биринчидан, *эҳтимолий-статистик аппарат* кузатув натижаларини иқлимий қайта ишлашнинг асосини ташкил қилади. Бу усул ёрдамида кузатувларнинг маълум вақт интервалида жамланган қатори тузилади; бошланғич маълумотлар қатори уларнинг қийматлари градацияларининг тақсимооти бўйича қайта тузилади; тақсимотларнинг асосий хоссаларини акс эттирувчи қаторларнинг статистик характеристикалари ҳисобланади.

Иккинчидан, *корреляция* статистик усули ёрдамида метеорологик катталиклар ва ҳодисалар ўртасидаги боғлиқликни (ёки унинг йўқлигини) аниқлаш ҳамда бу боғлиқлик даражасини миқдорий кўринишда ифодалаш мумкин.

Учинчидан, *статистик-стохастик* усул асосида атмосферадаги бир физикавий жараённинг бошқасига ўтиш эҳтимоллигини аниқлаш мумкин.

Бироқ шуни назарда тутиш лозимки, статистик таҳлил аниқланган боғлиқлик ва фактларни тушунтириб бермайди.

4. *Физикавий-математик таҳлил*. Бу усул ёрдамида физика қонуниятлари асосида атмосферада аниқланган ҳодиса ва боғлиқликларга тушунтириш берилади ҳамда атмосфера жараёнларининг юзага келиши ва ривожланиши ҳамда уларнинг бир-бири билан ўзаро алоқадорлик назариялари яратилади. Физиканинг умумий қонунилари асосида атмосфера жараёнларини тавсифловчи дифференциал тенгламалар тузилади. Бу тенгламаларнинг ечилиши атмосфера жараёнлари ривожланишининг миқдорий қонуниятларини, яъни прогноз масаласини ҳал қилиш имконини беради.

Сўнгги йилларда атмосфера жараёнларини *математик моделлаштириш* кенг қўлланилмоқда.

5. *Карталаштириш* усули. Йирик масштабли атмосфера жараёнлари катта майдонлар устида содир бўлади. Шу сабабли метеорология ва иклимшуносликда кузатилган маълумотларни географик карталарда таққослаш муҳим аҳамиятга эга. Вақтнинг бир momentiда Ер юзасининг турли жойларида амалга оширилган фактик кузатув натижалари *синоптик карталарга* туширилади. Радиозондлар ёрдамида атмосферани кузатиш асосида олинган маълумотлар *барик топография карталарига* туширилади. Карталар айни вақтда об-ҳаво шароитларининг катта ҳудуд устида қандай тақсимланганлигини кўриш имконини беради. Кетма-кет вақт моментлари учун синоптик карталарни таққослаш атмосфера жараёнларининг ривожланишини кузатиб бориш ва пировард натижада бу жараёнларнинг қандай кечиши ва кутилаётган об-ҳаво ҳақида хулоса қилиш имконини беради.

Махсус географик карталарга Ернинг метеорологик сунъий йўлдошларидан олинган кузатув маълумотлари туширилади. Бу карталар турли атмосфера объектлари ва ҳодисаларининг фазовий тақсимотини ўрганиш имконини беради. Булар булутлилик майдони, туман, чангли ҳодисалар, қор қоплами ва бошқалар.

1.3. Атмосфера жараёнларининг хусусиятлари

Юқорида таъкидланганидек, атмосфера хоссаларининг фазода *биржинсли эмаслиги* ва уларнинг вақт давомида *ўзгарувчанлиги* атмосферанинг муҳим хусусиятларидан биридир. Бу ҳолат атмосферанинг космик муҳит, Қуёш ва Ер сирти билан мураккаб ўзаро таъсири жараёнлари билан тушинтирилади. Атмосфера ҳаракатларининг асосий манбаи Қуёшдан келаётган энергия ҳисобланади. Бу энергия атмосферада қисман ютилади ва сочилади ҳамда бир қатор оптик ҳодисалар (осмон ранги, рефракция, сароблар, камалак ва бошқ.)га сабаб бўлади. Бу энергиянинг маълум қисми Ер сиртига етиб келади ва унда ютилади. Физикавий хоссалари бўйича ер сиртининг биржинсли эмаслиги куруқлик ва океанларнинг тақсимоти, рельеф, ўсимлик ва қор қопламларининг мавжудлиги ва бошқа омиллар билан боғлиқ. Бу эса турли географик ҳудудларда ер сиртининг нотекис исига сабаб бўлади. Шунга мувофиқ ҳавонинг исини, буғланиш ва бошқа метеорологик катталиқ ва ҳодисаларнинг фазо ва вақтдаги етарлича хилма-хил тақсимоти вужудга келади. Натижада атмосферада иссиқлик ва

намликнинг қайта тақсимланишини таъминловчи ҳаракат система-ларининг шаклланиши юз беради.

Атмосфера жараёнларининг иккинчи ўта муҳим хусусияти атмосферада ер сиртининг катта қисмини эгаллаган океанлардан кўп миқдорда буғланувчи сув буғининг мавжудлиги билан боғлиқ. Буғланишга катта миқдордаги энергия сарфланиб, у минглаб километрлик масофаларга ҳаво оқимлари ёрдамида сув буғи билан яширин кўринишда узатилади. Маълум шароитларда сув буғи конденсацияланиб, булутлар ва туманлар ҳосил бўлади. Бунда сувни буғлантиришга сарфланган катта миқдордаги энергия қайта ажралиб чиқади. Шундай қилиб, сув буғи турли атмосфера объектлари (циклонлар, атмосфера фронтлари ва бошқ.)нинг шаклланиши учун энергия ташувчи манба ҳисобланади. Бундан ташқари булутлар атмосфера ва ер сирти иссиқлик режимига таъсир ўтказиб, қуёш радиациясининг келиши ва ер сиртининг нурланиш шароитларини сезиларли ўзгартиради.

Атмосфера жараёнларининг учинчи хусусияти шундаки, улар *бутун ер шари ҳудуди* устида ривожланади. Бу жараёнларнинг ривожланишини кузатиш учун, биринчидан, ер усти ва аэрологик кузатувлар, шунингдек Ер сунъий йўлдошларидан кузатувларни ўз ичига олувчи атмосфера ҳолатини кузатиш тизимини ташкил этиш мумкин. Иккинчидан, бу жараёнларнинг фазо ва вақтдаги ривожланишини тадқиқ этиш методларига эга бўлиш зарур.

Атмосфера жараёнларининг тўртинчи хусусияти уларнинг *турли масштабларга* эгалигидир. Атмосфера объектлари ва жараёнларининг масштаби миллиметрлардан бошлаб минглаб километрлар кўламида бўлиши мумкин. Эндигина ҳосил бўлган томчилар энг кичик ўлчамга (10^{-6} - 10^{-7} м) эга бўлса, атмосфера аэрозолларининг ўлчами 1-2 мкм дан 1 мм ва ундан каттарок чегараларда ўзгариши мумкин. Алоҳида булутлар ва қуюн (горнадо)лар бир неча ўн метрлардан 100 км гача ўлчамга эга. Ҳаво массалари, циклонлар, антициклонлар, атмосфера фронтларининг булут тизимлари юзлаб километрлардан 1000-2000 км гача ўлчамни ташкил этади. Спиралсимон булут тизимлари, тез ҳаво оқимлари ва узун тўлқинлар энг йирик объектлар бўлиб, уларнинг масштаби Ер ўлчамлари билан таққосланади. Кўриниб турибдики, юқорида санаб ўтилган объект ва ҳодисаларни ўрганиш учун турлича тадқиқот усуллари талаб этилади.

1.4. Атмосфера физикасининг бошқа фанлар билан алоқаси

Атмосфера жараёнлари, объектлари ва ҳодисаларини ўрганиш бошқа фанларда, биринчи навбатда физика қонунлари, хусусан, унинг механика ва термодинамика бўлимлари, электромагнит ҳодисалар, шу жумладан оптик ҳодисалар, модда тузилиши ҳақида ўрнатилган қатор қонунларга таянади.

Замонавий атмосфера физикаси ўзининг тадқиқотларида *математик методлардан* кенг фойдаланади. Уларга, хусусан, дифференциал ва интеграл ҳисоблаш, дифференциал тенгламаларни ечиш усуллари, математик статистика ва эҳтимоллар назарияси, назарий механика ва бошқалар киради.

Атмосферадаги кўпгина жараён ва ҳодисаларни ўрганишда *география, астрономия* ва *кимё* асосларини билиш зарур.

Атмосфера жараёнларининг Ернинг сув қобиғи ва қуруқлик қатламида содир бўлаётган жараёнлар билан ҳамбарчас боғлиқлиги океанология, гидрология, геодезия, сейсмология каби фанлар билан ўзаро алоқадорлик заруриятини юзага келтиради.

Атмосфера объектлари ва жараёнлари хусусиятларининг ўзига хослиги атмосфера физикасининг ривожланиши жараёнида мустақил фан илмий соҳаларининг ажралиб чиқишига олиб келди.

Улар ўрганадиган объектлари ва бу объектларни тадқиқ қилишнинг методик хусусиятлари билан ўзаро фарқланади. Фаннинг бундай йирик соҳаларига қуйидагилар киради:

Динамик (ёки назарий) метеорология – бу фан соҳасининг асосий вазифаси, биринчидан, атмосфера ҳаракатлари ва улар билан боғлиқ атмосферадаги энергия ўзгаришларини назарий физика, турубулентлик назарияси, атмосферадаги радиацион ва бошқа физик жараёнлар назарияси қондалари асосида ўрганиш. Иккинчидан, атмосфера жараёнларини гидродинамик (сонли) прогнози усулларини ишлаб чиқиш. Бу фан соҳаси доирасида *атмосфера чегаравий қатлами физикаси* деб номланган мустақил фан соҳаси шаклланди.

Синоптик метеорология – катта ҳудудлардаги об-ҳаво тақсимоли ва унинг ўзгаришлари қонуниятларини ҳамда уларни прогнозлаш усуллари ҳақидаги фан соҳаси. Бу фан соҳасининг асосида синоптик ва барик топография карталари ёрдамида атмосфера жараёнларини синоптик таҳлил қилиш усули ётади. Синоптик карта бу қаралаётган ҳудуднинг кўплаб нуқталаридаги

метеорологик кузатиш маълумотлари туширилган географик картадир. Бу фан соҳаси ичида иккита мустақил фан илмий соҳалари шаклланган, булар қисқа ва ўрта муддатли об-ҳаво прогнозлари ва узоқ муддатли метеорологик прогнозлар.

Экспериментал метеорология – атмосфера физикасининг метеорологик катталикларни ўлчашнинг назарий асослари ва усулларини ўрганадиган йўналиши. Бу йўналиш таркибида *метеорологик ўлчовлар, аэрология, булутлар ва ёгинлар физикаси, актинометрия, атмосфера аэрозоли, атмосфера оптикаси ва электри, радиолокация ва лазер метеорологияси* каби мустақил фан илмий соҳалари шаклланди.

Амалий метеорология – атмосфера физикасининг бўлимларидан бири бўлиб, атмосфера физикасида аниқланган қонуниятлар ва кузатув маълумотларидан иқтисодиёт ва муҳофаза секторининг турли талабларини қондириш усул ва услубларини ўрганади. Бу бўлимда *авиация метеорологияси, агрометеорология, биометеорология, техник метеорология, харбий метеорология* каби мустақил фан соҳалари шаклланди.

Космик метеорология – метеорологик ҳодиса ва жараёнларни диагноз ва прогноз қилиш мақсадида Ер метеорологик сунъий йўлдошларидан олинadиган маълумотларни қабул қилиш, дешифровка қилиш ва бу маълумотлардан фойдаланиш усулларини ўрганадиган соҳа.

1.5. Атмосфера физикаси соҳасида халқаро ҳамкорлик

Атмосфера жараёнлари ва ҳодисалари глобал характерга эга бўлганлиги сабабли бутун дунё метеорология хизмати ишини мувофиқлашган метеорологик кузатув услубияти асосида ташкил этиш зарур. Шу сабабли XIX асрнинг иккинчи ярмидаёқ қатор Европа давлатлари орасида метеорологик кузатув маълумотларини алмашишга ҳаракат қилина бошланди.

1873 йилда Венада бўлиб ўтган Биринчи халқаро метеорологик конгрессда *Халқаро метеорологик ташкилот* (ХМТ) тузилди. 1947 йилда бу ташкилот *Бутунжаҳон метеорология ташкилоти* (БЖМТ) деб қайта ташкил этилди. Бутунжаҳон метеорология ташкилоти Бирлашган Миллатлар ташкилотининг иқтисослашган муассасасидир. Дунёнинг барча метеорология хизматлари ўртасида метеорологик маълумотларни алмашиш

Бутунжаҳон метеорология хизмати доирасида амалга оширилади. Кузатувларнинг ягона услубият асосида олиб борилиши Бутунжаҳон метеорология хизмати томонидан назорат қилинади ҳамда илмий-услубий тадқиқотлар натижаларини тарқатиш амалга оширилади. Атмосферани тадқиқ қилиш бўйича барча катта лойиҳалар Бутунжаҳон метеорология ташкилоти қарори билан олиб борилади.

Ўзбекистон мустақил давлат сифатида Бутунжаҳон метеорология ташкилотига 1993 йил январ ойида қабул қилинди. Ҳозирги вақтда Ўзбекистон Республикаси Ўзгидромети БЖМТнинг барча асосий дастурида иштирок этмоқда. «Бутунжаҳон иқлим дастури», «Атроф-муҳит ва атмосфера тадқиқотлари дастури», «Метеорологияни қўллаш дастури» шулар жумласидандир.

Инсон фаолиятининг турли соҳаларини, биринчи навбатда авиация ва денгиз транспортини прогнозлар ва метеорологик маълумотлар билан таъминлашни такомиллаштириш зарурияти БЖМТ доирасида *Бутунжаҳон об-ҳаво хизматини* (БЖОХ) ташкил этишни тақозо этди. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматини тузишнинг ташкилотчиларидан бири Ўзбекистон фанлар академиясининг академиги В.А.Бугаев ҳисобланади. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматининг вазифаларига кам ўзлаштирилган ҳудудларда кузатувларни ташкил этиш, ҳамма давлатларда ўлчаш ишларини ягона услубда олиб бориш ва сифатини ошириш, метеорологик сунъий йўлдошлар глобал тизими ва бошқа янги техник воситалар ёрдамида олинган маълумотларни йиғиш ҳамда бу маълумотларни айрибошлаш, бутун Ер шари бўйича олиб борилаётган кузатув маълумотларини тўплаш вақтини 2-3 соатгача қисқартириш киради. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматининг таркибида уч тоифадаги – жаҳон, регионал ва миллий метеорологик марказлар ташкил этилган. Москва, Вашингтон ва Мельбурнда жойлашган жаҳон марказларига бутун дунё кузатув тармоқларидан, ҳамда Россия ва АҚШ космик метеорологик тизимлари ёрдамида олинаётган маълумотлар келиб тушади. Регионал марказлар ўзларига бириктирилган ҳудудлар бўйича ахборотларни йиғади. Регионал метеорологик марказлар сони 24 та. Россияда улар Москва, Новосибирск ва Хабаровскда, Марказий Осиёда эса Тошкентда жойлашган. Турли тоифадаги марказлар орасида ўзига хос мажбуриятлар тақсими мавжуд. Ҳар бир юқори тоифадаги марказлар қуйи тоифадаги марказларга нафақат маълумотларни, балки ўзлари қайта ишлаган ма-

териалларни ҳам беради. Булар Ер сунъий йўлдошлари маълумотлари, прогноз карталари ва бошқалар.

1.6. Атмосфера физикасининг амалий аҳамияти

Об-ҳаво ва иқлим инсон фаолиятининг деярли барча соҳаларига катта таъсир кўрсатади. Сув тошқини ёки қурғоқчилик каби катта масштабли табиий офатлар нафақат инсонлар ҳалокатига олиб келади, балки алоҳида давлатлар ва минтақалар иқтисодиётига катта зарар келтиради. Ўрта масштабли, бироқ тез-тез учраб турадиган – торнадо (қуюн, гирдоб), қора совуқ, кучли жала, дўл уриши, қор кўчкилари, жала, туман ва бошқа ҳодисалар ҳам салбий оқибатларга олиб келади. Улар келтирган иқтисодий зарарларнинг олдини олиш ёки камайтириш учун турли муддатлар (12 соат, сутка, уч сутка ва ҳоказо)га тайёрланган *об-ҳаво прогнозлари* зарур.

Ҳар бир давлатнинг барқарор ижтимоий-иқтисодий ва сиёсий ривожланиши у жойлашган ҳудуд иқлимий-ресурс потенциални ҳисобга олиш билан боғлиқ.

Фойдаланилаётган метеорологик маълумотлар миқдори ва уларга қўйиладиган талаблар даражаси бўйича авиация олдинги ўринлардан бирини эгаллайди. Самолёт ва вертолётларнинг учиши ва қўниши кўп жиҳатдан учиш-қўниш йўлагининг ҳолатига, яъни йўлакдаги кўриниш масофаси, туман, кучли ёғинлар, чангли бўронлар, паст булутлилик, кучли шамол ва бошқаларга боғлиқ. Баландликда учиш вақтида шамол, самолётнинг муз билан қопланиши, силкиниш, момақалдирок ва булутлилик ҳақидаги маълумотлар зарур.

Аэродромларни лойиҳалаштириш ва эксплуатация қилишда шамолнинг устувор йўналиши, туманлар ҳосил бўлишининг такрорланувчанлиги ва бошқа атмосфера ҳодисалари тўғрисидаги иқлимий маълумотлар ҳисобга олинади. Санаб ўтилган барча муаммоларни ўрганиш *авиацион метеорология*нинг вазифаси ҳисобланади.

Об-ҳаво ва иқлим ўзгаришларининг қишлоқ хўжалигига таъсири катта. Қишлоқ хўжалиги экинлари ҳосилдорлигига об-ҳаво шароитларининг таъсирини *агрометеорология* ўрганади. Тупроқ ва ҳавонинг намлиги, ёғинлар, ёруғлик ва иссиқлик миқдори экин майдонлари ҳосилдорлигига катта таъсир кўрсатади. Экин вақтини

белгилаш, ўғитлашнинг мақсадга мувофиқлиги, мелиоратив ишлар ва бошқа шу каби агротехник тадбирларни амалга ошириш метеорологик шароитларни ҳисобга олган ҳолда олиб борилади. Ноқулай метеорологик ҳодисалардан (қора совуқ, дўл уриши ва бошқалар) кишлоқ хўжалиги экинларини ҳимоялаш тадбирларини амалга ошириш учун ҳам метеорологик маълумотлар зарур.

Тиббий (био)метеорология об-ҳавонинг инсон организмига таъсири билан боғлиқ муаммоларни ўрганиш билан шуғулланади. Бунда об-ҳаво тишларини характерловчи метеорологик маълумотлардан фойдаланилади. Ҳарорат, ҳаво намлиги, шамол тезлиги ҳамда куёш радиацияси каби метеорологик омилларга катта эътибор қаратилади. Бу омилларнинг инсон организмига биргаликдаги таъсири унинг иссиқликни сезишини белгилайди.

Метеорологик маълумотлардан денгиз, темир йўл, автомобил транспортига хизмат кўрсатишда кенг фойдаланилмоқда. Темир йўл ва автомобил транспорти учун қор бўронлар, жала, туман ва бошқаларнинг такрорланувчанлиги ва интенсивлиги ҳақидаги маълумотлар катта аҳамиятга эга. Денгиз транспорти учун довул, шамол, денгиз оқимлари, денгиз тўлқинлари, сув ҳарорати, туманлар ва бошқалар ҳақидаги маълумотлар зарур. Хизмат кўрсатиш объекти билан боғлиқ ҳолда фаннинг *денгиз ва транспорт метеорологияси* соҳаси юзага келди.

Метеорологик шароитлар турли техник ускуналардан фойдаланишга (*техник метеорология*), ҳарбий операцияларни ўтказишга (*ҳарбий метеорология*) ва бошқаларга таъсир кўрсатади.

Сўнгги йилларда инсон жамияти ва табиий муҳит орасидаги муносабат муаммоси, хусусан, саноат ишлаб чиқариши ва транспорт чиқиндилари билан атмосферанинг ифлосланиши муаммоси кескин тус олди. Атмосфера ифлосланиши урбанизациялашган ҳудудларда жуда юқори. Бу аҳоли саломатлигига ёмон таъсир кўрсатмоқда, яъни ўзига хос, шу жумладан, онкологик ва бошқа турли оғир касалликларнинг пайдо бўлишига сабаб бўлмоқда. Атмосферанинг ифлосланиши ўсимлик ва ҳайвонот дунёсига ҳам катта таъсир кўрсатмоқда.

Атмосфера ҳавосидаги ифлослантирувчи моддаларнинг миқдори нафақат чиқинди ҳажмига, балки кўп жиҳатдан метеорологик шароитга ҳам боғлиқ. Атмосфера жараёнларининг хусусиятларини билиш бу шароитни ўрганиш ва ҳимоя йўлларини ишлаб чиқиш имконини беради.

Ҳозирги вақтда инсон томонидан янги энергия манбалари, хусусан, қуёш ва шамол энергиясидан фойдаланишга катта эътибор қаратилмоқда. Бу турдаги энергия манбалари туганмас бўлиши билан бир қаторда атроф-муҳитни ифлослантирмаслиги билан ҳам жуда қимматли ҳисобланади. Метеорологик маълумотлар шамол двигателлари ва қуёш батареяларини ўрнатиш учун қулай ҳудудларни танлаш ва ишлаб чиқариладиган энергия миқдорини баҳолаш имконини беради.

Шундай қилиб, метеорология ва иқлимшунослик *атроф-муҳит муҳофазаси* билан чамбарчас боғлиқ.

Бозор иқтисодиёти шароитида метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг самарадорлигини баҳолаш мақсадга мувофиқ. БЖМТ маълумотига қараганда охириги 50 йилда дунё бўйича йилига табиий ҳодисалардан кўриладиган зарар 10 марта ортган ва 60-70 миллиард долларга етган. Ҳафвли метеорологик ҳодисалардан кўрилган зарар 2008 йилда 225 миллиард долларни ташкил этди. Бу зарарнинг 85-87% метеорологик ҳодисалар, яни бўронлар, довуллар, қурғоқчилик, жала, дўл ва бошқалар ҳисобига тўғри келади. Геофизик (Ер қимирлаши, цунами) ва гидрологик (сув олиши, тошқин, сел) характердаги ҳодисалар ҳисобига кўрилган зарар қолган 13% ни ташкил қилади.

Мисол учун, 2005 йилда АҚШнинг жанубий ва жанубий-шарқий қисмида кузатилган биргина “Катрин” тропик довули турли баҳолашлар бўйича 50 дан 150 миллиард долларгача зарар келтирган.

Урбанизация натижасида инсониятнинг табиий офатлар олдидаги ожизлиги ортмоқда.

БЖМТ муттаҳасислари томонидан ўтказилган ҳисоб-китоблар шуни кўрсатадики, метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самарадорлиги жуда юқори: гидрометеорология соҳасига сарфланган ҳар 1 доллар 7 доллар самара беради. Россия Федерациясида гидрометеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самараси йилига 11 миллиард доллар атрофида.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера физикаси геофизиканинг таркибий қисми бўлиб, атмосферада рўй берувчи турли физикавий объект, ҳодиса ва жараёнларни ўзаро боғлиқликда ҳамда космик муҳит, ер ва сув қобиғида рўй берувчи жараёнлар билан боғлиқликда ўрганади.

2. Атмосфера объектларининг кўпмасштаблиги, атмосфера хоссаларининг фазода биржинсли эмаслиги ва вақт давомида ўзгарувчанлиги уларни тадқиқ этишда турли физикавий-математик усуллардан фойдаланишга, шунингдек асосий фан сифатидаги атмосфера физикасининг кўп сонли тор фан соҳаларига бўлинишига олиб келди.

3. Атмосфера жараёнларининг глобал масштабда ривожланиши давлатларни ягона методик ва техник асосда маълумотларни йиғиш ва уларни айирбошлаш, атмосфера объектлари, ҳодисалари ва жараёнларини комплекс тадқиқ этиш бўйича ягона халқаро дастурлар ўтказиш каби соҳаларда Халқаро ҳамкорликка (БЖМТ ва БЖОХ) бирлашишни тақозо этди.

4. Жамият ва унинг материал-техник имкониятларининг ривожланиб бориши билан уларнинг барча мамлакатлар иктисодиётига катта зарар етказувчи атмосфера ҳодисаларига боғлиқлиги ортиб бормокда.

Назорат саволлари

1. Атмосфера физикасининг предмети нима? Об-ҳаво, метеорологик катталиқ ва метеорологик ҳодиса каби тушинчаларга таъриф беринг.

2. Атмосфера физикаси қандай вазифаларни ҳал қилади?

3. Атмосфера физикасининг тадқиқот усулларини тушинтиринг.

4. Метеорологик катталиқлар қандай хусусиятларга эга?

5. Атмосфера физикаси қайси фан соҳалари билан узвий боғлиқ? Нима учун?

6. Атмосфера физикаси қайси мустақил илмий фан соҳаларига бўлинади?

7. Атмосфера физикасининг амалий аҳамияти нимада?

8. БЖМТ ва БЖОХ лари нима?

II БОБ. АТМОСФЕРА ТЎҒРИСИДА УМУМИЙ МАЪЛУМОТЛАР

Асосий тушунчалар

1. **Курук ҳаво** – фақат доимий газлардан ташкил топган, яъни таркибида сув буғи, шунингдек қаттиқ ва суюқ аралашмалар (чанг ва конденсация маҳсулотлари) бўлмаган ҳаво.

2. **Газларнинг гравитацион тақсимоти** – атмосферага нисбатан қаралганда бу ҳавони ташкил этувчи газлар мустақил атмосферани ҳосил қилишини англатади. Шу билан бирга ҳар бир газнинг парциал босими бошқа газларнинг мавжудлигидан қатъи назар баландлик бўйича камайиб боради. Енгил газларнинг босими оғир газларнинг босимига нисбатан секинроқ пасайиб боради. Шу сабабли баландлик бўйича оғир газларнинг фоиз улуши камайиши ҳисобига енгил газларнинг ҳаводаги фоиз улуши ортиб бориши керак.

3. **Ер тожи** – Экзосферанинг устида жойлашиб, тахминан 1 дан 20 минг км гача чўзилган ер атмосферасининг ташқи қисми. У асосан атмосферадан чиқиб кетувчи, зичлиги тахминан 1 см^3 га 1000 ионни ташкил этувчи ионлашган, шунингдек нейтрал водороддан иборат; 2 минг км дан қуйида водороддан ташқари унинг таркибида ионлашган кислород ва азот мавжуд. Сайёралараро фазода ионлар концентрацияси 1 см^3 га 100 ион ва ундан камроқни ташкил этади.

4. **Иссиқхона эффекти** – Ернинг олам фазоси билан нурли иссиқлик алмашинуви жараёнидаги атмосферанинг ҳимоя таъсири. Иссиқхона ойналари каби атмосфера ер сиртига қуёш радиациясини етарлича яхши ўтказади; бироқ ер сиртининг узун тўлқинли нурланиши атмосферада (асосан сув буғи ва углерод оксиди томонидан) кучли ютилади. Бу йўл билан исиган атмосфера ер сиртига унинг радиацион иссиқлик йўқотишини сезиларли даражада компенсацияловчи учрашма нурланиш тарқатади.

5. **Атмосфера электр майдонининг кучланганлиги** – атмосфера электр майдони ер ва атмосфера зарядларига боғлиқ. Бу майдоннинг кучланганлиги ўртача 130 В/м ни ташкил этиб,

баландлик бўйича экспоненциал камайиб боради; тахминан 10 км баландликда у амалда нолга тенг.

6. Рухсат этилган меъёрлар – бирлик ҳажм (хаво, сув), масса (озик-овқат маҳсулотлари, тупроқ) ёки сиртдаги (ишчи териси) зарарли модда концентрациясини белгиловчи меъёрлар бўлиб, вақтнинг муайян оралиғида таъсир этганида инсон саломатлигига деярли таъсир этмайди ва унинг авлодларида нохуш оқибатларга олиб келмайди.

7. Газларнинг ҳолат тенгламаси – газнинг физикавий ҳолатини аниқловчи ўзгарувчи катталиклар (параметрлар) орасидаги боғланишни ифодаловчи тенглама. Идеал газ учун бу – Клапейрон-Менделеев тенгламаси.

8. Критик ҳарорат – сув учун 374°K га тенг критик нуқтага мос келувчи ҳарорат. Критик нуқта деб икки фазали ёпик термодинамик системанинг ҳолатига айтилади. Бу ҳолатда суюқ ва газсимон фазалар мумкин бўлган энг юқори ҳароратда (бир хил зичликда) мувозанат шароитида бўлади. Юқорироқ ҳароратларда суюқ фаза мавжуд бўлмайди. Сув учун критик нуқта $E=2,21 \cdot 10^5$ гПа, $T=374^{\circ}\text{K}$ қийматлар билан характерланади.

9. Идеал газ – ички энергияси фақат ҳарорат функцияси бўлган, солиштирама иссиқлик сиғими эса ҳароратга боғлиқ бўлмаган газ. Идеал газда молекулар ўртасидаги ўртача масофага нисбатан уларнинг ўлчамларини эътиборга олмаса бўлади; шунинг учун молекулалараро кучларни ўта кичик деб ҳисоблаш ва иссиқлик энергияси ҳаракатига нисбатан молекулалараро ўзаро таъсир энергиясини эътиборга олмаслик мумкин.

10. Садафранг булутлар – табиати маълум бўлмаган булутлар, шакли бўйича патсимон ва патсимон-тўп-тўп булутларга ўхшайди, кучли иризацияланган, 20-30 км баландликларда кузатилади; улар куёш нурларини қайтариб, қора осмонда ёришаётгандек кўринади. Кам ва Ернинг айрим ҳудудларидагина, хусусан, қишда, куёш уфқдан бир неча градус пастда бўлганда шимолий Европа ва Аляскада кузатилади. Иризация ҳодисаси бўйича садафранг булутлар сферик зарралар, яъни ўта совуган томчилардан иборат деб фараз қилиш мумкин.

11. Кумушранг булутлар – юлдузлар нуруни кучсизлантир-майдиған, мезосферанинг энг юқори ва ионосферанинг энг қуйи қисмларида, 75 ва 90 км баландликлар оралиғида, осмоннинг қора фонида асосан кумушранг-мовий ёришиб туриши оқибатида

кузатилувчи ўта юпқа булутлар. Уфқнинг шимолий қисмида асосан 50 ва 75° ш.к. ҳамда 40 ва 60° ж.к. оралиғида, ёзги тунларда қуёш уфққа ботганидан (5-13°) сўнг кузатилади. Кумушранг булутлар умумий атмосфера оқимлари билан шарқдан ғарбга 50 дан 250 м/с гача тезлик билан ҳаракатланади. Уларнинг табиати хали маълум эмас. Улар вулқон ва космик чанглардан иборат, шунингдек муз кристалли булутлар деган фаразлар мавжуд.

12. Қутб ёғдулари – ионосферадаги оптик ҳодисалар бўлиб, бир неча ўндан (60) бир неча юз (баъзида 1000 дан ортиқ) километр баландликларда сийрак ҳавонинг ёришиши билан ифодаланади. Қутб ёғдуларининг жадаллиги, жойлашиши ва ранги жуда тез ўзгаради. Шакли бўйича қутб ёғдулари турли-туман бўлиб, қуйидаги турларга ажратилади: 1) нурсиз тузилишли – осмон гумбази бўйлаб уфқнинг бир нуқтасидан бошқа нуқатсига чўзилган диффуз нурланиши ва ёйлар; 2) нурли – нурлар, тасмалар ва тожлар. Қутб ёғдуларининг ранги кўпинча ҳаворанг-оқ, яшил-сарик, кам холларда қизил ва бинафша рангда бўлади.

13. Ҳаво массасининг трансформацияси – ҳаво массасининг ҳаракатланишида кенглик ва айниқса тўшалган сирт термик шароитларининг ўзгариши оқибатида ҳаво массаси хоссаларининг аста-секин ўзгариши.

14. Иризация – Қуёшдан 30° ва ундан катта масофада жойлашган булутлар (юқори тўп-тўп ёки қатламли тўп-тўп) четларида камалак рангларининг пайдо бўлиши. Айниқса қизил ва яшил ранглар ажралиб туради. Ҳодиса ёруғлик дифракцияси билан тушунтирилади; булутларнинг рангли қисмлари катта диаметрли халқанинг сегменти ҳисобланади. Бу ҳолда булут элементлари жуда майда ва биржинсли.

2.1. Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби. Унинг баландлик бўйича ўзгариши

Атмосфера, қуруқ ҳаво деб аталувчи турли газларнинг механик аралашмасидан иборат. Бутун атмосферанинг массаси тахминан $5,157 \cdot 10^{18}$ кг ни ташкил этади (таққослаш учун Ер массаси $5,98 \cdot 10^{24}$ кг га тенг). Тахминан бир неча юз миллион йил аввал шаклланиб бўлган Ер атмосфераси қуруқ ҳавосининг қимонавий таркиби қуйидаги асосий газлардан ташкил топган (2.1-жадвал).

Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби

Газ	Ҳажм бўйича улуши*, %	Нисбий молекуляр массаси (углерод шкаласи бўйича)	Ҳавога нисбатан зичлиги
Азот (N ₂)	78,084	28,0134	0,967
Кислород (O ₂)	20,946	31,9988	1,105
Аргон (Ar)	0,934	39,948	1,379
Углерод диоксида (CO ₂)**	0,033	44,00995	1,529
Неон (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183	0,695
Гелий (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	0,138
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,800	2,868
Водород (H ₂)	$5 \cdot 10^{-5}$	2,01594	0,070
Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	4,524
Озон (O ₃)	$10^{-6} - 10^{-5}$	47,9982	1,624
Қуруқ ҳаво		28,9645	1,000

* Ҳажм бўйича улуш – бир хил босим ва ҳарорат шароитида газ эгаллаган ҳажмнинг аралашма умумий ҳажмига нисбатининг фоиздаги ифодасидир.

** CO₂ миқдори 1980 йил ҳолати бўйича келтирилган.

Қуруқ ҳаво умумий ҳажмининг 99,96% азот, кислород ва аргонга тўғри келади. Қолган газларнинг фоиз улуши 0,04% дан камроқни ташкил этади. Улардан айримларининг ҳажм бўйича улуши мингдан бир (Ne) ва ҳатто миллиондан бир (Xe) улушни ташкил этади.

Атмосферадаги асосий газлар – N₂, O₂ ва Ar миқдорининг ўзгаришлари ҳозирча аниқланмаган. Бирок ҳар йили катта миқдордаги кислород органик ёкилғининг ёнишига сарфланмоқда. Фотозинтез натижасида йилига $1,55 \cdot 10^9$ т миқдорда кислород ҳосил бўлса, йилига $2,16 \cdot 10^{10}$ т миқдордаги кислород сарфланади. Яъни кислород сарфи унинг ҳосил бўлишидан бир тартибга катта. Кислород сарфининг бундай суръатларида 2020 йилга бориб унинг миқдори 0,77% га камайиши мумкин.

Атмосфера азоти атмосфера жараёнларида деярли қатнашмайди, бироқ у атмосфера босимини ҳосил қилувчи асосий газ ҳисобланади.

Газлар тақсимотининг гравитацион ғоясига мувофиқ, атмосферанинг юқори баландликларида енгил газлар каттарок улушни ташкил қилиши керак. Бироқ, метеорологик ракеталар ёрдамида ўтказилган бевосита ўлчовлар 90-95 км лик пастки қатламда газлар тақсимотининг йўқлигини кўрсатади. Атмосферанинг бу қатлами *гомосфера* деб аталади. Ҳавонинг нисбий молекуляр массаси баландлик бўйича амалда ўзгармайди ва 28,9645 кг/молни ташкил этади. Атмосфера ҳавоси таркибининг ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб доимийлиги унинг аралашувчанлиги туфайли сақланиб туради.

95 км дан юқорида атмосферанинг таркиби сезиларли ўзгаради ва бу қатлам *гетеросфера* деб аталади. Кўринишидан бундай ўзгаришда газларнинг гравитацион тақсимоти жараёни асосий ролни ўйнайди. Бундан ташқари 100 км дан юқори баландликларда ҳаво таркибининг ўзгаришларига олиб келувчи асосий жараён – 0,24 мкм дан кичик тўлқин узунликли Куёш радиацияси таъсиридаги кислород диссоциациясидир. Бундай зарядланган атомлар атомар ион деб аталади. 100-150 км қатламда атмосфера (ионосфера) атомар ва молекуляр кислород ионлари ва азот оксидидан иборат. 250-300 км баландликдан бошлаб атмосфера таркибида атомар азот ионлари пайдо бўлади. Юқори қатламларда гидроксил OH ва натрий Na излари ҳам кузатилади. Гетеросферада ҳавонинг нисбий молекуляр массаси баландлик бўйича камайиб бориши қуйидаги жадвалда келтирилган (2.2-жадвал).

2.2-жадвал

z, км	225	25	300	350	400	450	500
μ, кг/кмоль	21,28	20,15	18,50	17,47	16,84	16,43	16,1

1000 км дан юқорида атмосфера таркибида гелий улуши ортиб боради. *Ер тожи* деб аталувчи 2000-20000 км қатламда эса нейтрал водород асосий газ ҳисобланади. Атмосферанинг бу юқори қатламларида водород концентрацияси жуда кичик – ўртача 1 см³ да 1000 га яқин ионни, атмосферадан ташқарида, очик космосда эса ионлар концентрацияси 1 см³ да 100 та ва ундан кам ионни ташкил этади.

2.2. Атмосферада углерод диоксиди гази ва озон

Углерод диоксиди ва озон миқдори ўзгарувчан бўлиб, курук ҳавонинг муҳим ташкил этувчиларидан ҳисобланади. Углерод диоксиди (CO_2) ўсимликлар учун энг муҳим газлардан бири ҳисобланади. У атмосферага ёниш, нафас чиқариш ва чириш жараёнларида қўшилади, ўсимликларнинг ютиши (фотосинтез) жараёнида эса сарф бўлади. Сўнгги 70-80 йил давомида органик ёқилгиларни (тошқўмир, нефт, газ) қазиб олиш ва ёқишнинг кескин ортиши билан бутун ер шарида CO_2 миқдорининг тўхтовсиз ортиб бориши кузатилмоқда. Мавжуд баҳолашларга мувофиқ CO_2 миқдори бу вақт ичида 10-12% га кўпайган: 1900 йилда 0,029% дан 1980 йилда 0,033%, 2000 йилда эса 0,036% ни ташкил этган. Атмосферадаги CO_2 нинг муглақ миқдори 712 млрд. т ни, йиллик ўсиши эса – 3 млрд. т ни ташкил этади.

Атмосфера жараёнларида углерод диоксиди газининг асосий роли уни “парник” эффектида иштирок этишидадир. Углерод диоксиди ер сирти нурланиш спектри максимумига яқин бўлган 12,9-17,1 мкм тўлқин узунликлари диапазонидаги инфрақизил нурланишни кучли ютади. Атмосфера, ҳудди “парник”ка ўхшаб, куёшдан келган қисқа тўлқинли радиацияни бемалол ўтказиб, ер сирти инфрақизил нурланишининг коинотга чиқиб кетишига тўсқинлик қилади. Натижада Ерда ҳарорат ортиб боради.

М.И.Будиконинг баҳолашлари бўйича углерод диоксидининг 0,042% гача ортиши ер юзида кутбий музликларнинг бутунлай эриб кетишига, ва, аксинча, унинг 0,015% гача камайиши Ер шарининг батамом музлашига олиб келади. XX аср бошидаги миқдорга нисбатан углерод диоксиди гази миқдорининг икки бараварга ортиши (0,060% гача) Ер шарида ҳароратни 3°C га орттиради. Сайёрада иқлимнинг исиши атмосферадаги бошқа “парник” газларининг (метан, хлорфторуглеродлар, азот бирикмалари) кўпайиши натижасида ҳам рўй бериши мумкин.

Атмосферанинг юқори қатламларидаги (стратосферадаги) физик жараёнларда миқдори ниҳоятда оз бўлган озон гази (O_3) ҳам муҳим роль ўйнайди. Озон ер сиртидан 70 км баландликкача бўлган атмосфера қатламида кузатилади, унинг асосий миқдори эса атмосферанинг 20-55 км қатламида йиғилган. Озон газининг максимал миқдори 20-26 км баландликларда кузатилади. Агар вертикал устундаги озон миқдорини ҳарорат 0°C га тенг бўлганда

нормал атмосфера босими (1013,2 гПа) ҳолатига келтирилса, у ҳолда Ер шарини қамраб олган озон қатламининг қалинлиги 1 мм дан 6 мм гача бўлар эди. Бу катталик *озон қатламининг келтирилган қалинлиги* деб аталади. Атмосферада озоннинг умумий массаси $3,2 \cdot 10^9$ т га тенг.

Озон атмосферанинг юқори чегарасига етиб келган куёш радиациясининг 3% ни ютади. Радиацияни ютиш 0,22-0,29 мкм тўлқин узунликли ультрабинафша радиация диапазонида рўй беради. Кўрилаётган тўлқинлар диапазонида ютилиш шунчалик кучлики, куёш нурлари энергияси озон қатламининг юқори қисмида, 50-45 км баландликларда бутунлай ютилади. Шунинг учун ҳам бу баландликларда ҳаво ҳарорати 0°C гача кўтарилади.

Ультрабинафша нурларнинг асосий хусусияти уларнинг юқори биологик фаоллигидадир. Ультрабинафша радиацияси бактерияларнинг кўп турларини ўлдиради, тери қорайишига олиб келади, организмда D витаминининг ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Ультрабинафша радиацияси фақат кичик миқдорлардагина фойдалидир. Унинг катта миқдорлари одамларда тери касалликларига (эритема) ва ҳатто тери куйишларига олиб келиши мумкин. Агар атмосферада озон гази бўлмаганида, биологик фаол ультрабинафша нурлари барча биологик жараёнларни, балки умуман Ер шаригаги органик ҳаётни ўзгартирар эди. Шундай қилиб, атмосферадаги озон қатлами Ер шари учун ҳимоя қалқони родини ўтайди. Баъзи кимёвий ва физикавий моддалар билан атмосферанинг глобал ифлосланиши озон экрани зичлигига таъсир этиб, *озон туйнукларининг* пайдо бўлишига сабаб бўлади.

Озон ҳосил бўлишидаги физикавий ва кимёвий жараёнлар мураккаб табиатга эга. Кислород молекулалари ультрабинафша радиацияни ютиш жараёнида атомларга парчаланади ва ғалаёнланган ҳолатда бўлади, яъни нормал ҳолатдагидан кўпроқ энергия захирасига эга бўлади. Шунинг учун ҳам озон молекуласи фақат кислород молекуласи, унинг ғалаёнланган ҳолатдаги атоми ва азот ёки бошқа молекулаларнинг уч томонлама тўқнашуви натижасида ҳосил бўлади. Шу билан бир вақтда тескари жараён – озоннинг кислородга айланиши ҳам кузатилади.

Атмосферадаги озоннинг миқдори яққол суткалик (кундузи – максимум, тунда – минимум) ва мавсумий (баҳорда – максимум, киш ва кузда – минимум) ўзгаришларга эга. Кенглик ортиши билан максимумга эришиш пайти кечроқ келадиган ойларга сурилади.

2.3. Атмосферада газ аралашмалари

Курук ҳаво таркибига кичик миқдордаги баъзи газсимон аралашмалар ҳам киради. Улар тўғрисидаги маълумотлар 2.3-жадвалда келтирилган.

2.3-жадвал

Газ	Ҳажм бўйича улуши, %	Газ	Ҳажм бўйича улуши, %
Метан (CH_4)	$1,5 \cdot 10^{-4}$	Азот диоксида (NO_2)	0 дан $2 \cdot 10^{-6}$ гача
Углерод оксиди (CO)	0 дан изигача	Радон (Rn)	$6 \cdot 10^{-18}$
Олтингурут диоксида (SO_2)	0 дан 10^{-4} гача	Йод (I_2)	0 дан 10^{-6} гача
Азот оксиди (N_2O)	$5 \cdot 10^{-5}$		

Атмосферадаги бу газлар ҳам табиий, ҳам антропоген келиб чиқишга эга. Бунинг натижасида мазкур газларнинг концентрацияси глобал миқёсда ортиб бормоқда.

2.4. Атмосфера аэрозоли

Атмосфера таркибига *аэрозоилар* деб аталувчи ҳавода муаллақ ҳолатда бўлган кўпсонли қаттиқ ва суюқ моддаларнинг аралашмалари ҳам киради. Қаттиқ аэрозоил зарраларининг радиуси $10^{-8} \div 10^{-2}$ см, томчиларнинг радиуси эса $10^{-5} \div 10^{-1}$ см ни ташкил этади.

Атмосфера аэрозоли мураккаб кимёвий ва физикавий жараёнларнинг маҳсулотидир. Бу жараёнларнинг мураккаблиги ва аэрозоил қиска вақт мавжуд бўлганлиги туфайли, унинг кимёвий таркиби ва физикавий характеристикалари ниҳоятда ўзгарувчан.

Атмосфера аэрозоиларининг таркиби ва ҳосил бўлиш манбаларига кўра уларни қуйидаги синфларга бўлиш мумкин.

Келиб чиқиши табиий бўлган аэрозоиларга қуйидагилар киради:

- тунроқ заррачалари ва тоғ жинсларининг шамол натижасида емирилиши ҳисобига ҳосил бўлган маҳсулотлар (чанг),

атмосферага йил мобайнида қўшиладиган бу зарраларнинг миқдори кенг чегараларда ўзгаради ва 130 дан 8000 млн. т гачани ташкил қилади;

- *вулқон аэрозоли (кул)*, атмосферага йилига 200 дан 1000 млн. тоннагача қўшилади;

- *денгиз мавжлари томчиларидан бугланиш маҳсулотлари* (асосан NaCl), атмосферага йилига 300 дан 1300 млн. тоннагача қўшилади;

- *ўрмон ёнгинларининг қурум заррачалари*, атмосферага йилига 3 дан 360 млн. тоннагача қўшилади;

- *коинот чанги*, метеоритлар ёнишидан пайдо бўлади, уларнинг миқдори йилига 0,25 дан 14 млн. тоннагача;

- атмосферага бевосита чиқариладиган (ўсимликларнинг чанги, микроорганизмлар ва ҳ.к.) ва учувчан органик бирикмалар конденсацияси ёки бу бирикмалар орасидаги кимёвий реакциялар натижасида шаклландиган *биоген келиб чиқишга эга бўлган заррачалар*, шунингдек *табiiй газсимон реакциялар маҳсулотлари* (масалан, олтингугуртнинг океан сиртидан ажралиб, унинг қайта тикланиши ҳисобига ҳосил бўлувчи сульфатлар). Турли баҳолашларга кўра атмосферага бу заррачалар 345 дан 1460 млн. тоннагача қўшилади.

Келиб чиқиши табiiй бўлган аэрозолларнинг умумий миқдори йилига 978 дан 12100 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Антропоген келиб чиқишга эга бўлган аэрозоллар иккинчи синфни ташкил этади. Бундай аэрозоль манбаларига қуйидагилар киради:

- *саноат корхоналари, транспорт ва ёқилги ёқувчи қурилмалардан бевосита чиқиндилар* (қурум, тутун, йўл чанги заррачалари ва ҳ.к.), шунингдек *қишлоқ хўжалиги ерларидан шамол натижасида кўтарилувчи маҳсулотлар*; жами бу манбалардан атмосферага бир йилда 18 дан 240 млн. тоннагача зарралар чиқарилди;

- *газ фазада реакциялар маҳсулотлари* (иккиламчи аэрозоллар), улар ёниш жараёнлари ва кимёвий реакциялар натижасида ҳосил бўлади (сульфатлар, нитратлар, органик бирикмалар); бу аэрозолларнинг йиллик миқдори 100 дан 360 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Антропоген манбалар бир йилда жами 118 дан 601 млн. тоннагача чиқиндиларни атмосферага ташлайди.

Турли аэрозолларнинг атмосферага келиб қўшилишининг юқорида келтирилган миқдорий кўрсаткичлари сезиларли хатоликларга эга. Бу айниқса, табиий манбалардан чиқаётган чикиндиларни баҳолашга тааллуқли. Масалан, атмосферага қўшилаётган тупрокчанги миқдори икки тартиб аниқлигидагина баҳоланади. Баҳолашнинг айрим манбаларига мувофиқ ўрмон ёнғинлари натижасида ҳосил бўлган аэрозоллар миқдори йилига 36-360 млн. т ни ташкил этса, бошқалари бўйича эса – йилига 3 млн. т атрофида.

Барча манбалардан чиқаётган чангнинг йиллик йиғинди миқдори ўртача 2,3 млрд. т бўлиб, мумкин бўлган четланиш $\pm 1,4$ млрд. т ни ташкил этади.

Атмосфера аралашмалари орасида *сунъий радиоактив парчаланиш маҳсулотлари* алоҳида ўринни эгаллайди. Улар атом ва термоядро синов портлатишлари, шунингдек атом электростанцияларидаги техноген фалокатлар натижасида атмосферага чиқарилади.

Атмосферада рўй берувчи физикавий жараёнларда атмосфера аэрозоллари муҳим роль ўйнайди.

Денгиз суви мавжланганда атмосферага қўшилувчи гигроскопик денгиз тузи заррачалари, шунингдек гигроскопик чанг зарралари атмосферада *конденсация ядролари* вазифасини бажаради, яъни уларга сув буғи молекулалари ёпишиб сув томчиларини ҳосил қилади. Конденсация ядроларининг роли шундаки, улар гигроскопик хусусияти туфайли ҳосил бўлган томчининг турғунлигини оширишади. Агар ҳавода конденсация ядролари бўлмаганида эди, ўта тўйиниш ҳолатларида ҳам конденсация юз бермасди.

Юқорида таъкидланганидек, эрувчан гигроскопик тузлар, айниқса денгиз тузлари, муҳим конденсация ядролари ҳисобланади. Денгиз тўлқинланганида ва денгиз сувининг сачрашида ҳамда томчиларнинг кейинчалик ҳавода буғланишида улар атмосферага катта миқдорда қўшилади. Тўлқин ўрқачларида ҳаво пуфакчалари пайдо бўлиб, улар кейинчалик ёрилади. Натижада денгиз сувининг сачраши содир бўлади. Диаметри 6 мм бўлган биргина ҳаво пуфагининг ёрилиши тахминан 1000 та томчини ҳосил қилади. Шамол тезлиги 15 м/с бўлганда бир сантиметр квадрат денгиз сиртидан ҳавога ҳар секундда массаси 10^{-5} г тартибида бўлган бир неча ўнлаб конденсация ядролари қўшилади. Умуман, туз ва гигроскопик ядролар атмосферага шунингдек тупроқнинг чангишида ҳам қўшилади.

Бундай йўл билан пайдо бўлган конденсация ядролари микрометрнинг ўндан ва юздан бир улушлари тартибидаги ўлчамларга эга. Ўлчамларининг кичиклиги туфайли конденсация ядролари чўкмайди ва ҳаво оқимлари билан катта масофаларга кўчади. Шу билан бирга улар ўзларининг гигроскопиклиги сабабли тўйинган туз эритмасининг майда томчилари кўринишида атмосферада сузадилар. Нисбий намликнинг ортишида томчилар каттая бошлайди, 100% га яқин намликда эса булут ва туманларнинг кўринувчан томчиларига айланади. Бироқ булут томчилари барча ядроларда эмас, балки радиуси 1 мкм дан катта бўлган *энг йирик ядроларда* шаклланади.

Худди шундай жараёнлар *ёниш ёки органик парчаланиш маҳсулотлари* ҳисобланадиган гигроскопик қаттиқ заррачалар ва томчиларда кузатилади. Булар азот кислотаси, олтингугурт кислотаси, аммоний сульфати ва бошқалар. Бундай ядролар айниқса саноат марказлари атмосферасида кўп миқдорда бўлади. Шунинг учун, шаҳарларда туманлар шаҳардан ташқари жойлардагига нисбатан кўпроқ шаклланади ва интенсивлиги каттароқ бўлади.

Атмосферадаги газлар молекулалари ва атмосфера аэрозоли зарраларининг маълум қисми электр зарядига эга. Бундай зарядланган заррачалар *ионлар* деб юритилади. Агар атмосфера қуйи қатламларидаги ионлар молекуляр ўлчамларга эга бўлса, *енгил* ва суюқ ёки қаттиқ заррачалар бўлса, *огир* ионлар деб аталади. Атмосферада мусбат электр зарядларининг устунлиги натижасида атмосферанинг йиғинди заряди мусбат. Ер сирти эса йиғиндида манфий бўлган электр зарядига эга. Оқибатда атмосфера ва ер сирти ўртасида маълум потенциал фарқи пайдо бўлади. Ушбу потенциалнинг градиенти сон жиҳатидан атмосфера электр майдонининг *кучланганлигига* тенг.

Атмосферадаги электр майдони одатда мусбат зарядланган атмосферадан манфий зарядланган ер сирти томонга йўналган *ўтказувчанлик тоқларининг* ҳосил бўлишига олиб келади.

Атмосфера аэрозоллари атмосферанинг электр характеристикалари – электр ўтказувчанлик, электр майдонининг кучланганлиги, электр тоқининг зичлигига сезиларли таъсир кўрсатади. Аэрозоль зарралар мусбат ва манфий енгил ионлар концентрациясининг ўзгаришига олиб келади. Атмосфера электрини кузатиш станциялари тармоғида электр ўтказувчанликни ўлчаш маълумот-

ларининг таҳлили аэрозоль миқдори ортган ҳудудларда электр ўтказувчанликнинг камайишини кўрастади. Ҳавоси кучли ифлосланган саноат ҳудудларида электр майдонининг кучланганлиги ортади.

Атмосферадаги аэрозоллар атмосферанинг оптик хусусиятларига, хусусан, горизонтал кўрунувчанлик узоқлигига таъсир кўрсатади. Аэрозоль зарралар оптик нурланиш спектрининг кўрунувчан қисмида сочилиш ва ютилиш шароитларини ўзгартиради. Агар ҳавода чанг ва тутун зарраларининг катта миқдорда йиғилиши оқибатида кучли хираланиш юз берса, бу ҳодиса *смог* деб аталади. Смог кўпинча чўл ва дашт ҳудудларида, ўрмон ёнғинларида ва саноат марказлари устида ҳавонинг чанг ёки тутунга тўлиши натижасида кузатилади.

Кучли смог вақтида горизонтал кўрунувчанлик узоқлиги 1 км ва ундан кам масофагача камайиши мумкин. Смог Ўрта Осиёда, айниқса йилнинг илиқ даврида тез-тез учрайдиган ҳодиса ҳисобланади.

Табиий, ва айниқса антропоген манбалардан атмосферага қўшилувчи аэрозолларнинг айрим турлари заҳарли ҳисобланади. Мишьяк, кадмий, симоб, қўрғошин, рух, темир каби металллар улар қаторига киради. Курум, саноат чанги, радионуклидлар, шунингдек яхши эрувчан баъзи ноорганик фторидлар нафақат заҳарли, балки канцероген моддалар гуруҳини ташкил этади.

Бу моддаларнинг барчаси *ҳаво сифатини* сезиларли ўзгартириши мумкин. Ҳаво сифати деганда унинг физикавий-кимёвий ва биологик характеристикаларининг инсон талабларига ва маълум маънода технологик талабларга мос келиши тушинилади. Инсон саломатлигига ҳамда ўсимлик ва ҳайвонот оламига салбий таъсир кўрсатиши мумкин бўлган атмосферанинг хавфли даражадаги ифлосланиши шаклланмоқда.

Бундай аэрозоллар салбий таъсирининг олдини олиш мақсадида атмосфера ҳавоси сифатининг мезонлари ишлаб чиқилган бўлиб, уларнинг асосийларидан бири аҳоли яшайдиган жойлар учун *чегаравий мумкин бўлган концентрация* (ПДК) ҳисобланади.

Атмосфера аэрозолларининг табиий ва антропоген манбалари ер шари бўйлаб нотекис тақсимланган, уларнинг интенсивлиги эса вақт давомида ўзгариб туради. Шунга мувофиқ аэрозоль миқдори яққол суткалик ва мавсумий ўзгаришга эга. Табиий ландшафтлар устида аэрозоль миқдорининг максимуми кундузи, минимуми эса

кечаси кузатилади. Саноат шаҳарларида суткалик ўзгариш одатда бунинг акси бўлади. Табiiй ландшафтларда йиллик ўзгаришда аэрозоллар миқдорининг максимуми ёзда, минимуми қишда, саноат марказларида эса максимум одатда қишда кузатилади.

Географик нуқтаи назардан аэрозоль миқдорининг максимуми китъалар, чўллар ва шаҳарлар устида кузатилади. Сув ҳавзалари, қишлоқ жойлари ва ўрмон массивлари устида аэрозоль миқдори одатда камаяди.

Атмосфера аэрозолларининг асосий қисми атмосферанинг 300-500 метрли қуйи қатламида жойлашган.

2.5. Атмосферада сув буғи

Юқорида санаб ўтилган атмосферадаги газларга, хусусан, атмосферанинг қуйи қатламларида, доим газ ҳолатидаги сув, яъни *сув буғи* қўшилади. Таркибида сув буғи бўлган атмосфера ҳавоси *нам ҳаво* деб аталади. Уни қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмаси деб қараш мумкин. Ер сирти яқинида сув буғи нам ҳаво ҳажмининг ўртача 0,2% дан (қутбий кенгликларда) 2,5% гача (экваторда) қисмини ташкил этади. Баъзи ҳолларда сув буғининг миқдори 0% дан 4% гача ўзгариши мумкин.

Сув буғи сайёрамиздаги физиологик ва атмосфера жараёнларида ниҳоятда катта роль ўйнайди.

Сув буғи атмосферага сув ва нам ер сиртларидан буғланиши ва ўсимликлардан транспирация йўллари орқали узлуксиз келиб туради. Ер сиртидан юқorigа ва бир жойдан иккинчи жойга ҳаво оқимлари билан тарқалади.

Атмосферада *тўйиниш ҳолати* юзага келиши мумкин. Бу ҳолатда ҳаво кўрилаётган ҳароратдаги максимал мумкин бўлган сув буғи миқдорига эга бўлади. Бунда сув буғи *тўйинтирувчи*, нам ҳаво эса *тўйинган* деб аталади.

Тўйинган ҳолат одатда ҳарорат пасайганида юзага келади. Тўйиниш юзага келгандан сўнг, ҳароратнинг пасайиши давом этса, сув буғининг ортикча қисми ёки *конденсацияланади* ёки *сублимацияланади*, яъни суюқ ёки қаттиқ ҳолатга ўтади. Натижада ҳавода туман ва булутларнинг сув томчилари ва муз кристаллари пайдо бўлади. Бундан ташқари булутларнинг томчилари ва кристаллари йириклашиб ёғинлар кўринишида ерга тушади.

Шундай қилиб, сув буғи Ер сиртидан буғланиш, сув буғининг тарқалиши, унинг конденсацияси (ёки сублимацияси), булутлар ҳосил бўлиши ва ёғинлар ёғишини ўз ичига оладиган табиатдаги сувнинг умумий айланишида иштирок этади.

Буғланиш, конденсация ва ёғинлар ёғиши жараёнлари Ер шарининг турли жойларида турлича ва вақт бўйича нотекис тақсимланганлиги учун, Ер шари бўйича атмосфера намлиги, ёғинлар ва булутларнинг миқдори мураккаб тақсимотга эга. Барча санаб ўтилган жараёнлар об-ҳавонинг энг муҳим элементлари ҳисобланади. Бу катталикларнинг кўпйиллик ўртача қийматлари кўрилаётган жой иқлимининг турғун характеристикаси бўлади.

Сув буғининг Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик шароитларига таъсири ниҳоятда катта. Сувнинг Ер сиртидан буғланишида катта миқдордаги иссиқлик сарфланади. Яширин ҳолатдаги иссиқлик ҳаво оқимлари билан бир неча минг километрли масофаларга кўчирилади. Сув буғининг конденсациясида бу яширин иссиқлик ҳавога қайтарилади.

Сув буғи Ер сиртининг 4,5 дан 80 мкм тўлқин узунликдаги инфрақизил нурланишининг катта қисмини ютади. Фақат инфрақизил нурланишнинг 8,5 дан 11 мкм тўлқин узунликдаги оралиғида атмосфера шаффоф муҳит ҳисобланади. Атмосферада сув буғининг ўртача миқдорларида нурланишнинг 5,5 дан 7,0 мкм тўлқин узунликли диапазонда радиация деярли тўлиқ, қолган тўлқинлар радиацияси эса – қисман ютилади. Ўз навбатида, сув буғи ҳам инфрақизил радиацияни нурлайди ва унинг катта қисми ер сиртига келади. Бу ер сиртининг тунги совишини, ва шу билан бирга, ҳаво қуйи қатламларининг совишини камайтиради. Шундай қилиб, атмосферадаги иссиқхона эффектнинг асосий сабабчиси сув буғи ҳисобланади.

Булутлар катта қайтарувчанлик хусусияти (альбедо)га эга бўлиб, ер сиртига келаётган қуёш радиациясини камайтиради. Бу жиҳатдан булутлар об-ҳавонинг шаклланишида сезиларли аҳамиятга эга.

2.6. Ҳаво намлиги характеристикалари, улар ўртасидаги муносабатлар

Ҳаво таркибига кирувчи сув буғи миқдори ҳаво намлиги дейилади. Ҳаво намлигини тавсифлаш учун *гигрометрлик катталиклар*

деб аталувчи куйидаги катталиклар қўлланилади: сув буғининг парциал босими, мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг масса улуши, аралашма нисбати, шудринг нуқтаси, босим ва шудринг нуқтаси дефицити.

Сув буғининг парциал босими (e). Одатда бу катталик сув буғининг эластиклиги дейилади. Жаҳоннинг кўпчиликлари мамлакатларида, шу жумладан Ўзбекистонда ҳам, сув буғи босимининг ўлчов бирлиги *гектопаскаль* (гПа) ҳисобланади. Айрим мамлакатларда (АҚШ ва бошқ.) – дюйм. Берилган ҳароратда сув буғи эластиклиги сув буғининг тўйиниш босими ёки тўйиниш эластиклиги деб аталувчи маълум чегаравий қиймат E дан катта бўла олмайди. Тўйиниш эластиклиги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлиб, ҳарорат ортиши билан эластиклик ҳам ортади.

Мутлақ намлик (a). Бу 1 м^3 нам ҳаводаги граммларда ўлчанган сув буғи массасидир (г/м^3). Агар сув буғи эластиклиги гПа да, ҳарорат Кельвинларда ўлчанса, мутлақ намлик куйидаги формула билан аниқланади:

$$a = 217 \frac{e}{T}. \quad (2.1)$$

Нисбий намлик (f). Бу фоизларда ифодаланган сув буғи парциал босими e нинг тоза сувнинг ясси сирти устидаги тўйиниш босими E га нисбати бўлиб, фоизларда ифодланади:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%. \quad (2.2)$$

Сув буғининг масса улуши (s). Бу бирлик массали нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган миқдори:

$$s = \frac{622e}{P - 0,378e}. \quad (2.3)$$

Амалий ва бир қатор назарий ҳисоб-китобларда $0,378e$ ҳадини P га нисбатан ҳисобга олмаса бўлади. Шунинг учун 2.3 формулани куйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

$$s = 622 \frac{e}{P}, \quad (2.4)$$

бу ерда s промиледа ($^0/_{00}$) ўлчанади ва 1 кг нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган массани ифодалайди.

Аралашма нисбати (r) – бу кўрилаётган ҳажмдаги сув буғи массасининг шу ҳажмдаги қуруқ ҳаво массасига нисбатидир. Аралашма нисбати сон жиҳатидан бирлик массали қуруқ ҳавога тўғри келувчи сув буғи миқдорига тенг:

$$r = \frac{622e}{P - e}. \quad (2.5)$$

Миқдор жиҳатдан s ва r орасида фарқлар кичик, шу сабабли s ва r ларни ҳисоблаш учун (2.4) ифода қўлланилиши мумкин.

Босим (эластиклик) дефицити (d) – бу берилган ҳароратдаги E тўйинган сув буғи эластиклиги ва e сув буғининг ҳақиқий босими орасидаги фарк:

$$d = E - e. \quad (2.6)$$

Шудринг нуқтаси ҳарорати (τ) – бу умумий атмосфера босими ($P = \text{const}$) ва сув буғининг масса улуши ($s = \text{const}$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза сувнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир. Ҳавонинг берилган ҳароратида сув буғининг ҳақиқий эластиклигига боғлиқ ҳолда шудринг нуқтаси ҳарорати турли қийматларга эга бўлиши мумкин. Ҳавонинг манфий ҳароратларида муз (қиров) нуқтаси ҳарорати тушунчаси киритилади – бу умумий атмосфера босими ($P = \text{const}$) ва сув буғининг масса улуши ($s = \text{const}$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза музнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир.

Шудринг нуқтаси дефицити (Δ) – бу ҳаво ҳарорати T ва шудринг нуқтаси ҳарорати τ орасидаги фарк:

$$\Delta = T - \tau. \quad (2.7)$$

Ҳаво ҳарорати ва шудринг нуқтаси ҳароратлари бир хил бирликлар тизимида ўлчаниши лозим.

2.7. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси. Виртуал ҳарорат

Атмосферадаги газларнинг ҳолати ҳарорат T , босим P ва зичлик ρ (ёки солиштирма ҳажм) катталикларининг қийматлари билан белгиланади. Бу учта катталик *ҳолат тенгламаси* орқали ўзаро боғланади.

Атмосферадаги углерод диоксиди ва сув буғидан ташқари барча газлар *критик ҳарорат*дан юқори ҳароратларда бўлади. Углерод диоксиди газининг критик ҳарорати кузатилаётган ҳаво ҳароратларидан паст бўлса-да, у тўйинган ҳолатда бўлмайди, чунки Ер атмосфераси шароитида унинг парциал босими кичик.

Газнинг ҳарорати унинг критик ҳароратидан қанча катта, унинг парциал босими тўйиниш парциал босимидан қанчалик кичик бўлса, кўрилаётган газ физикавий хусусиятлари бўйича идеал газга шунчалик яқин бўлади. Атмосфера ҳавоси таркибига кирувчи газлар амалда идеал газ ҳисобланади. Шунинг учун идеал газ ҳолат тенгламасини уларга қўллаш мумкин:

$$PV = \frac{m}{\mu} RT, \quad (2.8)$$

бу ерда R – универсал газ доимийси, μ – қуруқ ҳавонинг моляр массаси, m – қуруқ ҳаво массаси.

$\rho_q = \frac{m}{\mu}$, $R_q = \frac{R}{\mu}$ бўлганлиги учун (2.8) ифодани қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\rho_q = \frac{P}{R_q T}, \quad (2.9)$$

бу ерда $R_q = 287$ Ж/(кг·К) - қуруқ ҳавонинг солиштирма газ доимийси. (2.9) тенглама *қуруқ ҳавонинг ҳолат тенгламасини* ифодалайди.

Сув буғининг физикавий хоссалари идеал газ хоссаларидан фарқ қилади, чунки атмосферада кузатилаётган ҳароратлар сув буғининг критик ҳароратидан паст. Бирок, тажрибаларнинг кўрсатишича, сув буғининг физикавий хусусиятлари идеал газ хусусиятларига яқин экан. Шу сабабли етарли аниқлик даражаси

билан сув буғининг ҳолат тенгламасини қуйидагича ифодалаш мумкин:

$$\rho_b = \frac{e}{R_b T}, \quad (2.10)$$

бу ерда $R_b = 461 \text{ Ж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ – сув буғининг солиштирма газ доимийси.

Нам ҳаво қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмасидан иборат. Нам ҳавода қуруқ ҳаво ва сув буғи ҳажм бўйича текис тақсимланган. Нам ҳавонинг зичлиги қуруқ ҳавонинг ва сув буғининг зичликлари йиғиндисига тенг бўлади:

$$\rho = \rho_q + \rho_b = \frac{P - e}{R_q T} + \frac{e}{R_b T}. \quad (2.11)$$

Қуруқ ҳаво ва сув буғи солиштирма газ доимийларининг орасидаги муносабатни

$$R_b = 1,61 \cdot R_q$$

ҳисобга олсак, (2.11) ифода қуйидагича ёзилади:

$$\rho = \frac{P}{R_q T(1 + 0,378 e/P)} \quad \text{ёки} \quad \rho = \frac{P}{R_q T(1 + 0,608s)}. \quad (2.12)$$

(2.12) формула нам ҳавонинг ҳолат тенгламасини ифодалайди.

Виртуал ҳарорат $T_v = T(1 + 0,378 e/P)$ ифодасини киритиб, нам ҳаво ҳолат тенгламасини қуйидагича ёзишимиз мумкин:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v}. \quad (2.13)$$

Виртуал ҳарорат – бу қуруқ ҳавонинг шундай ҳароратики, бу ҳароратда қуруқ ҳавонинг зичлиги T ҳарорат, P босим ва e сув буғи эластиклигига эга бўлган нам ҳавонинг зичлигига тенг бўлиши лозим. (2.13) ва (2.9) тенгламаларни таққосласак, бир хил ҳарорат ва босимларда нам ҳавонинг зичлиги доимо қуруқ ҳавонинг зичлигидан кичик бўлиши келиб чиқади. Физикавий нуктаи

назардан бу нам ҳавонинг таркибига куруқ ҳавонинг маълум қисimini сиқиб чиқарувчи бирмунча енгил сув буғининг келиб қўшилишини англатади.

Виртуал ҳароратни кўпинча $T_v = T + \Delta T_v$ йиғинди кўринишида ифодалашади. Бу ерда ΔT_v - виртуал кўшимча. Бу ифодани (2.12) билан таққослашдан

$$\Delta T_v = 0.378T(e/P) \quad (2.14)$$

эканлиги келиб чиқади.

(2.14) дан кўринадики, ҳаво зичлигининг ўзгаришида виртуал кўшимча ва намликнинг роли паст ҳароратларда кичик, баланд ҳароратларда эса нисбатан катта бўлади.

2.8. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Атмосфера ўзининг физикавий хоссаларига кўра ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб биржинсли эмас. Ҳарорат, босим, зичлик, ҳаво таркиби ва намлиги, қаттиқ ва суюқ аралашмаларнинг миқдори, шамол тезлиги каби физикавий катталиклар ўзгаришга учрайди. Вертикал бўйлаб бундай ўзгаришлар кескин содир бўлади.

Вертикал бўйлаб атмосфера бир қатор белгилар асосида қатламларга бўлинади. Булар атмосфера ҳавоси таркиби ва ундаги зарядланган зарралар миқдори, атмосферанинг Ер сирти билан ўзаро таъсири характери, атмосферанинг учиш аппаратларига таъсири, атмосферанинг термик режими.

Юқорида таъкидланганидек, атмосфера ҳавонинг таркибига кўра гомосфера ва гетеросферага бўлинади. Шу белги асосида атмосферада озоннинг асосий массасини ўз ичига олувчи *озоносфера* (20-55 км) ажратилади. 90-100 км баландликдан бошлаб атмосферада зарядланган зараачалар (ионлар ва электронлар)нинг миқдори кескин ортади. Шу сабабли атмосферанинг кўрсатилган сатҳдан юқоридаги қатлами *ионосфера* деб аталади.

Атмосферанинг зарядланган зарралардан иборат ташқи қисми Ернинг *радиацион камарини* ташкил этади. Ернинг Куёш ёритган қисмида геомагнит экватор текислигида радиацион камар чегараси Ернинг 10-12 радиуси, ёритилмаган қисмида эса 9-10 радиусига тенг масофада жойлашади.

Атмосферанинг ер сирти билан ўзаро таъсири белгиси бўйича атмосфера *чегаравий қатлам (ишқаланиш қатлами)* ва *эркин атмосферага* бўлинади. Ўртача баландлиги 1-1,5 км ни ташкил этувчи чегаравий қатламда ер сирти ва турбулент ишқаланиш кучлари ҳаво ҳаракатига катта таъсир кўрсатади. Бу қатламда кўпчилик метеорологик катталикларнинг (ҳарорат, босим, намлик, шамол ва бошқалар) суткалик ўзгариши яхши намоён бўлади. Чегаравий қатламнинг ичида метеорологик катталиклар вертикал бўйлаб кескин ўзгарувчи атмосферанинг *ер яқини қатлами* (50-100 м) ажратилади.

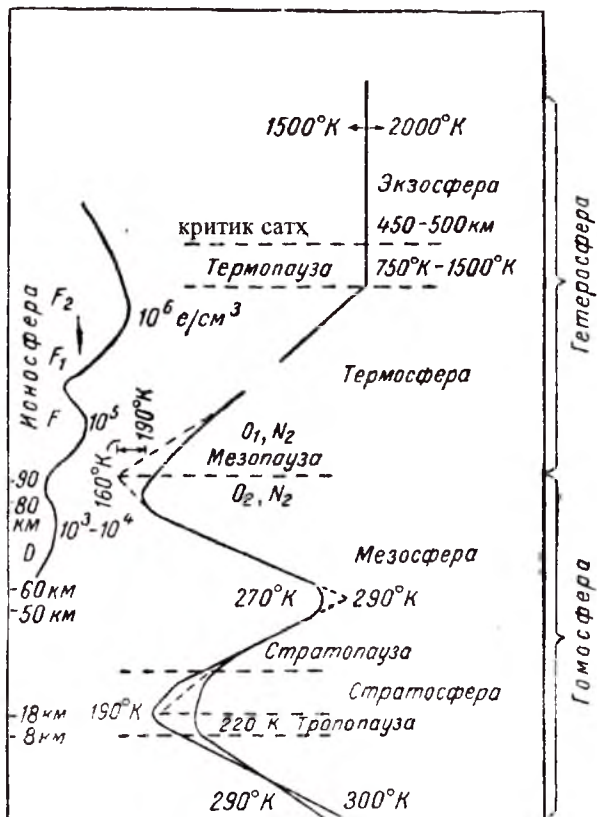
Эркин атмосферада (1-1,5 км дан юқори) биринчи яқинлашувда турбулент ишқаланиш кучларининг таъсири ҳисобга олинмайди.

Атмосфера ер сунъий йўлдошлари ва бошқа космик аппаратлар парвозига таъсири бўйича *зич қатлам* (ёки *айнан атмосфера*) ва қуйи чегараси 150 км баландликдаги *еролди фазосига* бўлинади. Зич қатламнинг юқори чегарасида атмосферанинг қаршилиги шунчалик каттаки, двигатели ўчирилган космик аппарат Ер атрофида бир марталик айланишни бажара олмайди.

Атмосфера қатламлари хоссаларининг энг катта фарқлари ҳаво ҳароратининг вертикал бўйлаб ўзгариши характерида намоён бўлади. Бу белги бўйича атмосфера бешта асосий қатламларга бўлинади: *тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера* ва *экзосфера* (1-расм).

Тропосфера тропикларда (30° ш.к. ва 30° ж.к.) Ер сиртидан бошлаб тахминан 15,3 км, бу кенгликлардан ташқарида эса 8,5-10 км баландликкача кўтарилади. Деярли ҳамма жойда тропосферада ҳарорат баландлик бўйича 1 км га 6,5°C вертикал градиент билан пасайиб боради.

Тропосферада Қуёш энергиясининг атмосфера ҳаракатларининг кинетик энергиясига ва сув бугининг яширин иссиқлигига айланиши жараёнлари содир бўлади. Бу ерда намликнинг асосий фазавий айланишлари содир бўлади, булут ва ёгинлар шаклланади. Тропосферада йирик масштабли уюмалар – циклон ва антициклонлар вужудга келади. Сувнинг узлуксиз айланиши: буғланиш – конденсация – ёгин ҳосил бўлиши – ер усти ва ости оқимларининг шаклланиши шу қатламда рўй беради.



1-расм. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Атмосферанинг асосий – ўрта ва юқори кенгликларда 75%, куйи кенгликларда 90%гача – массаси тропосферада мужассамланган.

Ўтиш қатлами бўлган *тропопауза* тропосферани стратосфердан ажратади. Стратосферада 34-35 км баландликкача ҳарорат ортиб боради. Тропопауза қатта турғунликка эга бўлиб, фақат кучсиз вертикал ҳаракатлар ва аралашшига имкон беради. Бу эса стратосферада кичик газ ташкил этувчиларининг тақсимоли учун муҳим ҳисобланади. Стратосфера одатда жуда қуруқ: тропик кенгликларда 20 км баландликда сув буғининг концентрацияси (ҳажм бўйича) бор-йўғи 2 млн.^{-1} ни, қутбий кенгликлар устида эса 5 млн.^{-1} ни ташкил этади. Шунга қарамай 22-30 км баландликларда *садафсимон*

булутлар шаклланади. 35 км дан юқорида ҳарорат 50 км баландликкача ортиб боради ва 270 К атрофида бўлади.

Стратопазанинг устида мезосфера жойлашган, ҳарорат бу қатламда унинг юқори чегарасигача 160 К гача пасайиб боради. Бу ҳолат сув буғининг конденсациясига сабаб бўлади ва 80 км баландликда *мезосфера (кумушранг) булутлари* ҳосил бўлади.

Мезосферада ҳавонинг ионланиш даражаси ортиб боради ҳамда вақт ва мавсум бўйича ўзгарувчан, Қуёш фаоллигига кучли боғланган ионосферанинг D қатлами (70-90 км баландликда) вужудга келади.

Таҳминан 85 км баландликда жойлашувчи мезопазуа юқорида жойлашган термосферани мезосферадан ажратиб туради. Термосферада ҳарорат баландлик бўйича кескин ортади. Қуёш фаоллиги катта бўлганида ҳарорат 2000 К, кичик бўлганида эса 1060 К гача (тунда мос равишда 1300 ва 730 К) ортиб боради.

Термосферада, 100 км дан катта баландликларда, ҳаво таркиби сезиларли ўзгаради: H_2O ва CO_2 молекулалари парчаланadi, O_2 молекулаларининг катта қисми O атомларига диссоциацияланади. Бу қатламда газ зарраларининг ионланиши кучаяди ва ионосферанинг E, каттарoқ баландликларда эса F қатлами шаклланади. Зарралар ҳаракати, айниқса қуйи кенгликларда, Қуёш ва Ойнинг тортиш кучига боғлиқ бўлади.

Термосферага кириб келувчи метеоритлар бу ерда кучли ионланишни, шунингдек парчаланиб метеор чангларини ҳосил қилади. Қуёш протонлари ва электронлари оқими қутб ёғдуси ва Ер магнит майдонининг ғалаёнларини, шунингдек узоқ масофали радиолоқани бузувчи “бирдан ҳосил бўлувчи ионосфера ғалаёнлари”ни келтириб чиқаради.

450 км дан юқори баландликларда термосфера аста-секин кейинги қатлам – экзосферага уланиб кетади. Атмосферанинг бу сийрак қисмида етарли катта тезликка эга бўлган айрим енгил газлар – водород ва гелий атомлари Ер атмосферасидан очиқ фазога чиқиб кетади.

2.9. Атмосферанинг горизонтал биржинсли эмаслиги.

Ҳаво массалари ва атмосфера фронтлари ҳақида тушунча

Ер шарида қитъа ва океанларнинг нотекис тақсимоти, куруклик ландшафтларининг турли-туманлиги ер сиргининг иссиқлик,

механик ва оптик хусусиятларининг турлича бўлишига олиб келади. Шу сабабли атмосфера нафақат вертикал бўйича, балки горизонтал йўналишда ҳам биржинсли бўлмайди. Ҳарорат, намлик, булутлилиқ, ёғинлар ва бошқа метеорологик катталиқлар горизонтал йўналишда ўзгаради. Бироқ, бу ўзгаришлар ҳамма жойда бир хил эмас. Метеорологик катталиқлар горизонтал бўйича нисбатан секин ўзгарадиган кенг ҳудудлар шаклланиши мумкин.

Горизонтал ўлчамлари бўйича қитъа ва океанлар ўлчамлари билан таққосланадиган ва маълум физикавий хоссаларга эга бўлган ҳавонинг катта ҳажмлари *ҳаво массалари* деб аталади. Ҳаво массаларнинг вертикал ўлчамлари бир неча километрни ташкил қилади.

Ҳаво массаларининг ҳароратлари ва бошқа хоссаларида (намлик, чанг миқдори, кўринувчанлик ва ҳ.к.), уни шаклланиш ўчоғининг хусусиятлари акс топган бўлади. Ернинг бошқа ҳудудларига кўчганида, ҳаво массалари бу ҳудудларга ўзига хос об-ҳаво режимини олиб келади. Қаралаётган ҳудудда у ёки бу мавсумда маълум тип ёки типлардаги ҳаво массаларининг устуворлиги бу ҳудуднинг ўзига хос иқлим режимини ҳосил қилади.

Ҳаво массаларининг шаклланиш ҳудудига боғлиқ бўлган географик таснифи мавжуд. Бу тасниф бўйича *арктик ҳаво* (АҲ), *ўрта кенгликлар ҳавоси* (ЎКҲ), *тропик ҳаво* (ТҲ) ва *экваториал ҳаво* (ЭҲ) массалари ажратилади.

Арктик (антарктик) ҳаво юқори кенгликларда (Арктика ёки Антарктидада) шаклланади. Арктик ҳаво бошқа ҳаво массаларига нисбатан энг паст ҳарорат ва катта мутлақ намликка, шунингдек энг юқори шаффофликка эга. Тропик ҳаво океан ва қитъаларнинг субтропик кенгликларида шаклланади. Энг юқори ҳарорат ва кичик мутлақ намлик, шунингдек энг катта хиралик унга хос хусусиятдир. Ўрта кенгликлар ҳавоси ўрта кенгликларда шаклланиб, ўзининг физикавий хоссалари бўйича АҲ ва ТҲ орасидаги ҳолатни эгаллайди.

Ҳаво массаларининг асосий типлари (АҲ, ЎКҲ ва ТҲ) ўз навбатида мазкур ҳаво массаси қандай тўшалган сирт (сув ёки қуруқлик) устида шаклланишига қараб денгиз ва қитъа ҳаволарига бўлинади. Денгиз ва қитъа ҳаволарининг хусусиятлари бири-биридан фарқланади. Ҳавонинг хусусиятларига йил фасли ҳам катта таъсир кўрсатади. Масалан, ёзда қитъа ўрта кенгликлар

хавоси денгиз ўрта кенгликлар хавосидан илиқроқ, қишда эса бунинг акси.

Бир ҳудуддан бошқа ҳудудга кўчаётганда ҳаво массаларининг хусусиятлари, биринчи навбатда унинг ҳарорати, тўхтовсиз ўзгаради. Бу жараён ҳаво массаларининг *трансформацияси* деб аталади. Шу сабабли типик ҳаво массалари билан бир қаторда аралаш хоссали ҳаво массалари ҳам кузатилади.

Иссиқлик ҳолатига қараб илиқ ва совуқ ҳаво массаларини ажратишади. Агар ҳаво массаси нисбатан совуқроқ ер сиртидан илиқроқ ер сиртига кўчса (одатда юқори кенгликлардан қуйи кенгликларга), бу ҳаво массаси *совуқ ҳаво массаси* деб аталади. Бу ҳаво массаси ўзи билан совуқликни олиб келади ва ҳаракат давомида пастдан, ер сиртидан бошлаб исийди. Шунинг учун ҳам совуқ ҳаво массасида ҳароратнинг катта вертикал градиентлари юзага келади, конвекция ривожланади, тўп-тўп булутлар ва жала ёғинлари кузатилади.

Агар ҳаво массаси нисбатан иссиқроқ жойдан совуқроқ жойга ҳаракатланиб келса, бу ҳаво массаси *илиқ ҳаво массаси* деб аталади. Уларнинг кириб келиши билан ҳавонинг илиши бошланади, ўзлари эса пастдан совий бошлайди. Натижада, қуйи қатламларда ҳароратнинг кичик вертикал градиентлари ҳосил бўлади, конвекция ривожланмайди, кўпинча қатламдор булутлар ва туманлар кузатилади.

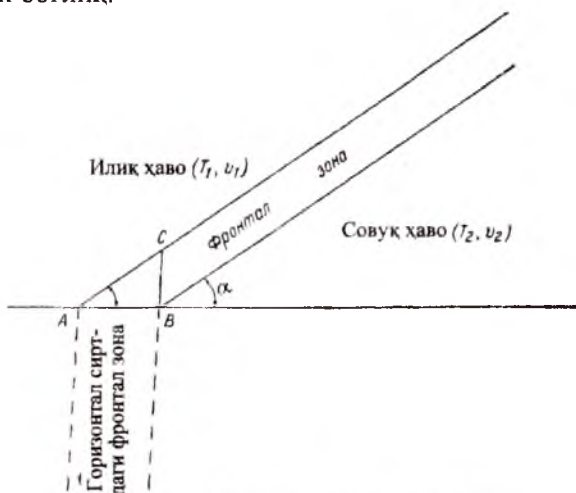
Бирор ҳудудда узоқ вақт туриб қолган ҳаво массаси *маҳаллий ҳаво массаси* деб аталади. Уларнинг хусусиятлари мавсумга боғлиқ бўлиб, ер сиртидан исиш ёки совиш жараёнлари билан белгиланади.

Иккита қўшни ҳаво массаларининг орасида нисбатан энсиз ўтиш зонаси мавжуд бўлади. Ўтиш зоналарида метеорологик катталикларнинг горизонтал бўйича кескин ўзгаришлари кузатилади. Бу зоналар *фронтал зоналар* деб аталади (2-расм). Фронтал зоналарнинг узунлиги бир неча минг км, қалинлиги бир неча ўн км га етиши мумкин. Фронтал зоналар ер сиртига нисбатан қия (қиялик бурчаги тахминан $0,5^\circ$), зичлиги каттароқ бўлган совуқ ҳаво массаси доимо фронтал зонани остида, илиғи эса устида жойлашган бўлади. Фронтал зонанинг қалинлиги ҳаво массасининг горизонтал ўлчамларидан анча кичик. Шунинг учун назарий тадқиқотларда уни сирт деб қараш мумкин.

Фронтал сиртнинг Ер сирти билан кесишган чизиғи *атмосфера fronti* деб аталади.

Ҳаво массаларининг юқорида таъкидланган асосий географик типлари орасидаги фронтлар *бош фронтлар* деб аталади. Улар бир хил географик типдаги ҳаво массалари орасидаги *иккиламчи фронтлардан* фарқланади. Арктик ва ўрта кенгликлар ҳавоси орасидаги бош фронтлар *арктик фронтлар*, ўрта кенгликлар ва тропик ҳаво орасидаги бош фронтлар *ўрта кенгликлар фронтлари*, тропик ва экваториал ҳаво орасидаги бош фронтлар *тропик фронтлар* деб аталади.

Об-ҳавонинг ўзгаришлари фронтлар билан боғлиқ. Фронт зоналаридаги ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатлари кенг булутлар тизимининг пайдо бўлишига олиб келади, улардан кенг майдонларда ёғинлар ёғади. Атмосфера фронтларида пайдо бўладиган улкан атмосфера тўлқинлари циклон ва антициклонлар ҳосил бўлишига олиб келади. Улар билан эса шамол режими ва бошқа об-ҳаво ҳодисалари боғлиқ.



2-расм. Фронтал зона схемаси

Фронтал сиртлар ва фронтлар ҳаво массалари билан бирга ҳаракатланади. Ҳаракат йўналишига қараб илик ва соvuқ фронтларни ажратишади. Агар атмосфера fronti соvuқ ҳаво массаси томон ҳаракатланса, бу фронт *илиқ фронт* деб аталади. Илиқ фронт билан исиш боғлиқ, чунки соvuқ ҳаво массаси ўрнига илиқ ҳаво массаси келади. Агар атмосфера fronti илиқ ҳаво

массаси томон ҳаракатланса, бу фронт *совуқ фронт* деб аталади ва об-ҳавонинг совиши у билан боғлиқ бўлади.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера ҳавоси курук ҳаво молекулалари, сув буғи ва аэрозоль зарраларининг аралашмасидан иборат. Азот, кислород, барча инерт газлар, углерод икки оксиди ва озон курук ҳавонинг доимий ташкил этувчиларидир. Углерод икки оксиди гази ва сув буғи иссиқхона эффеќтини ҳосил қилишда, озон – Қуёш ультрабинафша нурланишининг таъсиридан ҳимоялашда иштирок этади. Табиий ва антропоген келиб чиқишга эга бўлган атмосфера аэрозоли атмосферадаги турли физикавий жараёнлар, жумладан унинг ифлосланишида муҳим аҳамиятга эга.

2. Атмосферадаги сув буғининг миқдорини муайян масалаларни ҳал қилишда қўлланилувчи турли катталиклар орқали ифодалаш қабул қилинган.

3. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси атмосфера физикасининг асосий тенгламаларидан бири ҳисобланади.

4. Атмосферанинг вертикал тузилиши бир нечта мустақил белгилар асосида таснифланади. Атмосфера физикасида кўплаб масалаларни ҳал қилишда ҳаво ҳароратининг баландлик бўйича ўзгариш белгиси қўлланилади.

Назорат саволлари

1. Атмосфера қайси асосий газлардан ташкил топган? Баландлик бўйича унинг таркиби қандай ўзгаради?

2. Озон ва углерод диоксиди газлари атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?

3. Атмосфера аэрозоли нима? Аэрозолнинг табиий ва антропоген манбалари қайсилар?

4. Атмосфера аэрозоли атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?

5. Ҳавонинг намлиги атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?

6. Ҳаво намлигининг барча характеристикаларини сананг ва улар орасидаги муносабатларни кўрсатиб беринг.

7. Қурук ва нам ҳаво учун ҳолат тенграммалари қандай шароитлар учун келтириб чиқарилади? Виртуал ҳарорат нима?

8. Атмосфера вертикал бўйича қайси белгилар асосида қатламларга бўлинади?

9. Ҳароратнинг баландлик бўйича ўзгариши асосида ажратилган атмосферанинг асосий қатламларига характеристика беринг.

10. Ҳаво массаси нима? Асосий ҳаво массаларини сананг ва уларга характеристика беринг.

11. Атмосфера фронтлари нима? Уларнинг қандай турлари мавжуд?

III БОБ. АТМОСФЕРАДА БОСИМ ТАҚСИМОТИ

Асосий тушунчалар

1. Оғирлик кучи – икки куч: Ер марказига йўналган ернинг тортиш кучи ва Ернинг айланиши билан белгиланувчи, кенглик айланаси радиуси бўйлаб йўналган инерцион марказдан қочма кучларнинг тенг таъсир этувчиси. Оғирлик кучи таъсирида бўшлиқдаги ер тортиш майдонида ихтиёрий жисм оғма чизиқ бўйлаб оғирлик кучи тезланиши деб аталувчи эркин тушиш тезланиши билан пастга тушади.

2. Паскаль қонуни – ташқи кучларнинг суюқликка бераётган босими суюқликнинг барча йўналишлари бўйича бир хилда узатилади.

3. Изобарик сирт – барча нукталарида атмосфера босими бир хил бўлган сирт. Юзга каррали гектопаскаль (1000, 900, 800, 700 гПа ва бошқ.), сўнгра 50, 25, 10 гПа, шунингдек 850 гПа қийматли изобарик сиртлар асосий изобарик сиртлар деб аталади.

4. Сатх сирти – ернинг оғирлик кучи майдонида (хусусан, атмосферада) тенг потенциалли сирт бўлиб, унда оғирлик кучи потенциали (геопотенциал) бир хил қийматга эга. Сиртнинг ихтиёрий нуктасида оғирлик кучи ушбу сиртга нормал бўйлаб йўналган. Дунё океани сирти стах сиртларидан биридир.

5. Барик тизим – ер атмосферасидаги муайян атмосфера босими тақсимотига эга бўлган йирик масштабли соҳа; барик майдон шакли; босим тақсимоти шакли. Барик тизимлар асосан паст ва юқори босимли соҳаларга бўлинади.

6. Горизонтал барик градиент – атмосфера босимининг фазодаги ўзгариши даражасини тавсифловчи вектор - ∇p . Сон жиҳатдан барик градиент босимнинг изобарик сиртга нормал бўйлаб ҳосиласига, яъни босим энг тез камаяётган йўналиш бўйлаб бирлик масофа ўтилганда босим ўзгаришига тенг. Барик градиент ушбу нормал бўйлаб босим камаяётган томонга йўналган. Горизонтал барик градиент горизонтал сиртда изобарага нормал бўйлаб босим камаяётган томонга йўналган. У 100 км масофага босимнинг гПа лардаги камайиши билан аниқланади.

7. **Кўтарилишлар (атмосферада)** – атмосферадаги планетар масштабли тўлқинлар бўлиб, дунё океанидаги кўтарилишлар каби Куёш (куёш атмосфера кўтарилишлари) ва Ой (ой атмосфера кўтарилишлари) тортиши оқибатида юзага келади.

3.1. Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси

Ҳар қандай газ уни чегараловчи ён деворларга босим кўрсатади, яъни ён деворга перпендикуляр йўналган маълум *босим кучи* билан таъсир қилади. Босим кучи вектор катталиқ бўлиб, унинг йўналиши сиртга нормал бўйлаб йўналган (ҳажм ичига томон). Атмосфера ичида ажратилган ҳаво ҳажмига атрофдаги, уни ўраб турган ҳаво томонидан босим кучи таъсир кўрсатади. Ажратилган ҳажмдаги ҳаво томонидан атрофдаги ҳавога ҳам худди шундай босим кучи таъсир кўрсатади ва шу сабабли ажратилган ҳаво массаси ўз ҳажмини сақлаб туради. Ажратилган ҳаво ҳажми ихтиёрий даражада кичик бўлиб, нукта ўлчамида бўлиши мумкин. Демак, атмосферанинг ихтиёрий нуктасида *атмосфера босими* ёки *ҳаво босимининг* маълум қиймати мавжуд.

Ҳаво босими – скаляр катталиқ бўлиб, босим кучи модулининг у таъсир қилаётган элементар юзага нисбати орқали ифодаланади.

Халқаро бирликлар тизимида (СИ) босим паскалда (Па) ўлчанади. 1 м^2 юзага таъсир этувчи 1 Н куч 1 Па га тенг босимдир. Метеорологияда босим гектопаскалда ($1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$) ўлчанади.

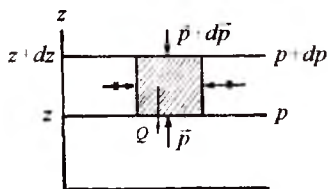
Ҳаво босимини ўлчаш учун бошқа ўлчов бирликлари ҳам қўлланилади. Қадимдан босимни симоб устуни баландлигида (мм да) ўлчаш қабул қилинган. $1 \text{ мм Hg} = 1,33 \text{ гПа}$. СИ тизими қабул қилинишидан олдин босим миллибарда ўлчанган ($1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа}$).

Баъзи мамлакатларда (АҚШ ва бошқа) босим дюймда ўлчанади.

Босимнинг баландлик бўйича ўзгариш конунини кўриб чиқайлик. Ҳаво – идеал газ, атмосфера эса ер сиртига нисбатан тинч ҳолатда деб ҳисоблаймиз. Атмосферанинг бундай ҳолати *статик ҳолат* деб аталади.

Атмосферада z ва $z+dz$ баландликларда жойлашган изобарик сиртларни ажратамиз (3-расм). Бу сиртларда босим P ва $P+dP$ га

тенг бўлсин. Кўрилатган сиртлар орасида горизонтал асослари майдони 1 м^2 га тенг бўлган ҳаво ҳажмини ажратамиз.



3-расм. Ҳавонинг элементар ҳажмига таъсир этувчи кучлар.

Ажратилган ҳажмнинг қуйи асосига пастдан юқорига йўналган \bar{P} босим кучи, тепадаги асосига эса юқоридан пастга йўналган $\bar{P} + d\bar{P}$ босим кучи таъсир этади.

Атмосфера тинч ҳолатда бўлганлиги учун ажратилган ҳажмнинг ён томонларига таъсир қиладиган кучлар мувозанатда бўлади.

Ажратилган ҳажмга юқоридан пастга йўналган оғирлик кучи \bar{Q} ҳам таъсир қилади:

$$Q = \rho g \cdot dz, \quad (3.1)$$

бу ерда ρ - ҳаво зичлиги, g - эркин тушиш тезланиши.

Статик ҳолатдаги атмосфера қаралаётгани учун ҳажмга таъсир этаётган барча кучлар йиғиндисининг z ўқига проекцияси нолга тенг бўлади:

$$P - (P + dP) - Q = 0. \quad (3.2)$$

Q нинг ўрнига унинг (3.1) формуладаги ифодасини қўйиб, атмосфера статикасининг асосий тенгламасини ҳосил қиламиз:

$$-dP = \rho g \cdot dz. \quad (3.3)$$

(3.3) ифодани икки томонини dz га бўлсак, атмосфера статикаси асосий тенгламасининг бошқа кўринишига эга бўламиз:

$$-\frac{dP}{dz} = \rho g \quad (3.4)$$

$-\frac{dP}{dz} = G_z$ катталиқ босим градиентининг вертикал ташкил этувчисини ифодалайди. (3.4) нинг ўнг томонидаги ҳад ҳавонинг бирлик ҳажмига таъсир қиладиган оғирлик кучини билдиради (Н/м^3).

Шундай қилиб, атмосфера статикасининг асосий тенгламаси босимнинг вертикал градиенти ва оғирлик кучларининг мувозанатини ифодалайди.

Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан урта хулоса келиб чиқади.

а) (3.4) тенгламанинг ўнг томони доим мусбат бўлгани учун баландлик ортиши билан ($dz > 0$) босим камаяди ($dP < 0$). Демак, атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими камаяди. Бу хулоса ҳаракатдаги атмосфера учун ҳам ўринли.

б) Атмосферада берилган z сатҳдан атмосферанинг z_0 юқори чегарасигача чўзилган бирлик юзали (1 м^2) атмосфера қатламини ажратайлик. dz баландликка эга бўлган элементар ҳаво устунининг оғирлиги $\rho g \cdot dz$ га тенг бўлганлиги учун кўрилатган бутун вертикал устунининг оғирлиги қуйидагича аниқланади:

$$Q = \int_z^{z_0} \rho g \cdot dz. \quad (3.5)$$

(3.3) ифоданинг ўнг ва чап томонларини босим P бўлган z дан, босим нолга тенг бўлган z_0 гача интегралласак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$\int_P^0 -dP = \int_z^{z_0} \rho g \cdot dz \quad \text{ёки} \quad P = Q. \quad (3.6)$$

Шундай қилиб, ҳар бир сатҳдаги ҳаво босими шу сатҳдан атмосферанинг юқори чегарасигача чўзилган бирлик юзали атмосфера устунининг оғирлигига тенг бўлади.

Паскаль қонуни бўйича, ёпиқ хоналарда ихтиёрий сатҳдаги ҳаво босими хонадан ташқаридаги ҳаво босимига тенг бўлади. Бу метеорологик станцияларда босимни ўлчайдиган асбобларни (си-мобли барометрлар ёки барометр-анероидлар) хоналарда ўрнатишга имкон беради.

в) Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан ҳаво босимининг баландлик бўйича ўзгариш тезлиги ҳақида хулоса қилиш мумкин. (3.3) тенгламага асосан ҳаво зичлиги қанчалик катта бўлса, бир хил баландликка кўтарилганда ҳаво босимининг камайиши шунчалик катта бўлади (эркин тушиш тезлиниши

ўзгармас деб ҳисобланганда). Баландлик ортиши билан зичлик, одатда, камаяди.

Демак, кўрилаётган сатҳ Ер сиртидан қанча баландда жойлашган бўлса, бир хил баландликка кўтарилишда ҳаво босимининг камайиши шунчалик кичик бўлади. Бошқача айтганда, кўрилаётган изобарик сиртларнинг Ер сиртидан баландлиги қанчалик катта бўлса, бир-биридан босимнинг бир хил қийматиغا фарқланувчи қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа шунчалик катта бўлади.

Ҳолат тенгламасига мувофиқ, битта изобарик сиртда жойлашган нуқталарда ҳаво зичлиги фақат ҳаво ҳароратига боғлиқ. Демак, бирорта изобарик сиртга нисбатан баландликнинг бир хил ўзгаришларида ($dz=const$) совуқ ҳаво массасидаги ҳаво босимининг пасайиши илиқ ҳаво массасига нисбатан катгароқ бўлади, яъни илиқ ҳаво массасига қараганда совуқ ҳаво массасида ҳаво босими юқорига кўтарилган сари тезроқ ўзгаради. Бу ўрта ва юқори тропосферада совуқ ҳаво массаларида – паст босим, илиқ ҳаво массаларида эса – юқори босим кузатилиши билан исботланади.

Атмосфера ҳавосининг нормал шароитларида ($\rho=1,29 \text{ кг/м}^3$, $g=9,81 \text{ м/сек}^2$) денгиз сатҳи яқинидаги ҳаво босими вертикал градиентининг қиймати $12,5 \text{ гПа/100 м}$ тенг бўлади, яъни ҳар 100 м баландликка ҳаво босими $12,5 \text{ гПа}$ га камаяди.

3.2. Барометрик формулалар

Метеорологияда атмосфера статикасининг асосий тенгламаси энг муҳим тенгламалардан бири ҳисобланади. Бу тенглама асосида ҳаво босими, зичлиги ва массасининг вертикал тақсимооти қонуниятлари ўрганилади. Ҳаво зичлигининг турли тақсимотларида (3.3) статика тенгламасининг интеграл кўринишларини ифодаловчи тенгламалар *барометрик формулалар* деб аталади.

Статика тенгламасининг интеграл шаклини ҳосил қилиш учун (3.3) тенгламани денгиз сатҳидан ($z=0$, P_0) кўрилаётган сатҳгача (z , P) интеграллаш керак. Бунда ҳолат тенгламасига асосан ҳавонинг зичлиги $\rho = \frac{P}{R_v T_v}$ эканлигини ҳисобга оламиз.

$$\int_{P_0}^P \frac{dP}{P} = - \int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_v T_v} \quad (3.7)$$

Бу ифодани интеграллаб, сўнгра потенциаласак,

$$P = P_0 e^{-\int \frac{\rho}{\rho_0} \frac{dz}{H_0}} \quad (3.8)$$

формулага эга бўламиз.

(3.8) ифода *интеграл кўринишидаги умумий барометрик формула* деб аталади. (3.3) ва (3.8) тенгламалар турли барометрик формулаларни ҳосил қилиш учун фойдаланилади. Умумий ҳолда ҳарорат ва зичлик баландликнинг мураккаб функциялари бўлиб, уларнинг аналитик кўринишини доим ҳам аниқлаб бўлмайди. Шу сабабли ҳарорат ёки зичликнинг вертикал бўйича ўзгаришлари учун бир нечта хусусий ҳолларни қараб чиқамиз.

Биржинсли атмосфера. Зичлик вертикал бўйича ўзгармайди деб фарз қиламиз:

$$\rho = \rho_0 = \text{const}, \quad (3.9)$$

бу ерда ρ_0 – ер сирти яқинидаги ($z=0$) ҳаво зичлиги.

Бундан ташқари эркин тушиш тезланиши ўзгармас ($g=\text{const}$) ва ҳаво қуруқ ($T=T_0$), деб ҳисобланади. Бундай атмосфера *биржинсли атмосфера* деб аталади. (3.3) тенгламани баландлик бўйича 0 дан z гача, босим бўйича P_0 дан P гача интегралласак, *биржинсли атмосфера учун барометрик формулага* эга бўламиз:

$$P = P_0 - \rho_0 g z. \quad (3.10)$$

Бу формуладан келиб чиқадики, биржинсли атмосферада ҳаво босими чизикли қонуният бўйича ўзгаради ва унинг баландлиги чегараланган. Биржинсли атмосфера баландлигини (H) аниқлаш учун, атмосферанинг юқори чегарасида ҳаво босими $P=0$ шартдан келиб чиқамиз:

$$0 = P_0 - \rho_0 g H \quad \text{ёки} \quad H = \frac{P_0}{\rho_0 g}. \quad (3.11)$$

Қуруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасидан зичлик ифодаси қўйилса, куйидагига эга бўламиз:

$$H = \frac{R_q T_0}{g} = \frac{273 R_q}{g} (1 + \alpha_0), \quad (3.12)$$

бу ерда $\alpha \approx 0.0037 \text{ grad}^{-1}$, t_0 – Цельсийларда ифодаланган ҳаво ҳарорати.

Бу ифодадан келиб чиқадики, биржинсли атмосферанинг баландлиги фақат Ер сирти яқинидаги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлади. Масалан, ҳаво ҳарорати $t_0=0^\circ\text{C}$ бўлса, $H=7993 \text{ м} \approx 8 \text{ км}$ эканлиги келиб чиқади.

Атмосферага нисбатан (3.10) формулани қўллаб бўлмайди, чунки у баландлик бўйича ҳаво босими ўзгаришининг реал тақсимотини ифодаламайди. Бирок чуқурлик бўйича зичлик кам ўзгарувчи гидросфера учун бу ифода қоникарли натижалар беради.

Ҳолат тенгламасига мувофиқ ҳаво ҳарорати

$$T = \frac{P}{R_q \rho_0} \quad (3.13)$$

тенгламага асосан ўзгаради.

(3.13) тенгламадан баландлик бўйича ҳосила оламиз:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{R_q \rho_0} \frac{dP}{dz}. \quad (3.14)$$

(3.4) статика тенгламасидан $\frac{dP}{dz}$ ни алмаштирсак,

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_q} \quad (3.15)$$

ифодага эга бўламиз. Агар $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ бўлса, у ҳолда $\gamma_A = \frac{g}{R_q}$.

γ_A автоконвекция градиенти деб аталади, сон қиймати эса $3,42 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ га тенг.

(3.15) тенгламадан биржинсли атмосфера ҳароратининг баландлик бўйича чизикли қонуният асосида пасайиши келиб чиқади:

$$T = T_0 - \gamma_A z. \quad (3.16)$$

Ҳаво зичлигининг баландлик бўйича ўзгариши. Баландлик бўйича ҳаво зичлигининг қандай ўзгаришини қараб чиқамиз. Бунинг учун $P = R_v \rho T$ куруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасини логарифмлаймиз, сўнг дифференциаллаймиз. Бажарилган амаллар натижасида қуйидагига эга бўламиз:

$$\frac{1}{P} \cdot \frac{dP}{dz} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} + \frac{1}{T} \cdot \frac{dT}{dz}. \quad (3.17)$$

(3.4) статика тенгламасидан $\frac{dP}{dz}$ ни, ҳолат тенгламасидан ρ ни алмаштириб,

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} = -\frac{1}{T} \left(\frac{g}{R_v} + \frac{dT}{dz} \right) \quad (3.18)$$

тенгламага эга бўламиз.

$$\frac{g}{R_v} = \gamma_A, \quad \frac{dT}{dz} = -\gamma \quad \text{эканлигини ҳисобга олсак, у ҳолда}$$

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} = \frac{1}{T} (\gamma - \gamma_A) \quad (3.19)$$

бўлади.

(3.19) формуладан уч хил ҳолат келиб чиқади:

а. Агар $\gamma > \gamma_A$ бўлса, у ҳолда $\frac{d\rho}{dz} > 0$. Яъни ҳавонинг зичлиги баландлик бўйича ортиб боради. Бу ҳолда ҳавонинг совуқроқ ва зичроқ қатламлари пастга тушиб, илиқроқ ҳавони юқорига сиқиб чиқаради. Сирт бўйлаб ҳавонинг жадал аралашиш жараёни бошланади. Бу жараён эркин ёки гравитацион конвекция деб аталади. Реал шароитларда бундай конвекция атмосферанинг ер яқини қатламида кундузги соатларда, асосан йилнинг илиқ ярмида кузатилади. Бу даврда ер яқини қатламида ҳароратнинг реал вертикал градиентлари γ_A дан анча катта бўлади.

б. Агар $\gamma = \gamma_A$ бўлса, у ҳолда $\frac{d\rho}{dz} = 0$ ёки $\rho = \text{const}$. Бу биржинсли атмосфера холидир.

в. Агар $\gamma < \gamma_A$ бўлса, у ҳолда $\frac{d\rho}{dz} < 0$. Яъни ҳавонинг зичлиги баландлик бўйича камайиб боради. Бу ҳолда атмосферанинг ер яқини қатламида конвектив ҳаракатлар ривожланмайди.

Изотермик атмосфера. Бу атмосферада ҳаво куруқ ($T=T_0$), эркин тушиш тезланиши ($g=const$) ва ҳаво ҳарорати ($T=T_0=const$) баландлик бўйича ўзгармас деб қабул қилинади (T_0 - денгиз сатҳида ҳаво ҳарорати).

Юқорида келтирилган шароитларни ҳисобга олсак, (3.8) формуладан *изотермик атмосфера учун барометрик формула* келиб чиқади:

$$P = P_0 e^{-\frac{g(z-z_0)}{R_0 T}} \quad (3.20)$$

Изотермик атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими экспоненциал қонуният бўйича ўзгаради, унинг баландлиги чексизликка тенг, чунки $z \rightarrow \infty$ бўлгандагина $P \rightarrow 0$ бўлади. Босимнинг вертикал бўйича ўзгариши ҳаво ҳароратига боғлиқ. *Изотермик атмосферада баландроқ ҳароратларда ҳаво босими вертикал бўйича пастроқ ҳароратлардагига нисбатан секинроқ пасаяди.*

Изотермик атмосфера учун соддалаштирилган барометрик формула ёки *Бабине формуласини* келтириб чиқарамиз.

Ихтиёрий z_1 баландликда, ҳаво босими P_1 , z_2 баландликда P_2 га тенг бўлсин. Унда (3.12) ни ҳисобга олиб (3.20) қуйидаги кўринишда ёзилиши мумкин:

$$P_2 = P_1 \left(1 - \frac{z_2 - z_1}{H} \right), \quad (3.21)$$

бу ерда $H=8000$ м – биржинсли атмосферанинг баландлиги. ($z_2 - z_1$) га нисбатан тенгламани ечамиз:

$$z_2 - z_1 = 8000(1 + \alpha \bar{t}) \frac{P_1 - P_2}{P_1}, \quad (3.22)$$

бу ерда $\alpha=0,0037$ град⁻¹, \bar{t} - z_1 ва z_2 баландликлар орасидаги ҳаво қатламининг ўртача ҳарорати. Бабине формуласи (3.22) барометрик

нивелирлаш усулида баландликлар орасидаги фарқни аниқлашда қўлланилади.

Политроп атмосфера. Фараз қилайлик, атмосферада ҳаво қурук ($T=T_0$), эркин тушиш тезланиши ўзгармас ($g=const$), ҳаво ҳарорати эса чизикли қонуният бўйича ўзгарсин:

$$T=T_0 - \gamma z, \quad (3.23)$$

бу ерда T_0 – Ер сирти ёки денгиз сатҳидаги ҳаво ҳарорати, γ - вертикал ҳарорат градиенти. Бундай атмосфера *политроп атмосфера* деб аталади.

(3.23) формулани ҳисобга олиб (3.8) ифодани ўзгартирганимиздан сўнг *политроп атмосфера учун барометрик формулани* ҳосил қиламиз:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{k/\gamma}, \quad (3.24)$$

(3.24) ифодадан кўриб турибмизки, биринчидан, ҳароратнинг вертикал градиенти қанча катта бўлса, ҳаво босими юқорига кўтарилган сари шунчалик тезроқ камаяди, иккинчидан, политроп атмосферанинг баландлиги кенг чегараларда ўзгаради.

Политроп атмосферанинг баландлиги (H_γ) қуйидаги шартдан аниқланади:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \text{ ёки } H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}. \quad (3.25)$$

$\gamma=0$ бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги $H_\gamma \rightarrow \infty$. Бу изотермик атмосферадаги босим тақсимотига мос келади.

$\gamma=3,42^\circ/100$ м ва $T_0=273$ К бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги 7993 м га тенг, яъни биржинсли атмосферанинг баландлиги билан бир хил бўлади. Демак, бу ҳолда юқорига кўтарилган сари ҳавонинг зичлиги ўзгармайди. Агар $\gamma>3,42^\circ/100$ м бўлса, ҳаво зичлиги юқорига кўтарилган сари ортади.

Тўлиқ барометрик формула (Лаплас формуласи). Баландлик бўйича ҳаво босими ўзгаришининг умумий холини кўрайлик. Эркин тушиш тезланишининг баландлик ва географик кегликка боғлиқлигини ҳисобга оламиз:

$$g = g_0(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z), \quad (3.26)$$

бу ерда $g_0 - \varphi = 45^\circ$ кенгликда денгиз сатҳидаги эркин тушиш тезланиши, a_1 ва a_2 – ўзгармас катталиклар.

Нам ҳавонинг ҳолат тенгламасидан зичликни (3.8) тенгламага қўйсақ, қуйидагига эга бўламиз:

$$-\frac{dP}{P} = \frac{g_0(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z) \cdot dz}{R_q T_0(1 + \alpha)(1 + 0,6085)}. \quad (3.27)$$

$\frac{R_q T_0}{g_0} = H_0$ тенгламани ҳисобга олиб, (3.27) га айрим алмаштиришларни қўллаб, уни интеграллаганимиздан сўнг қуйидаги ифодага келамиз:

$$z_2 - z_1 = -H_0(1 + \alpha)(1 + 0,6085)(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \ln \frac{P_2}{P_1}. \quad (3.28)$$

$-\ln \frac{P_2}{P_1} = \ln \frac{P_1}{P_2} = 2,31g \frac{P_1}{P_2}$ муносабатларни ҳисобга олиб, тўлиқ барометрик формула (Лаплас формуласи) қуйидаги кўринишга келади:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha)(1 + 0,6085)(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \lg \frac{P_1}{P_2}. \quad (3.29)$$

$B = 2,3H_0 \approx 18400$ м тенг бўлган катталик *барометрик домий* деб аталади, \bar{t} ва \bar{s} – ўртача барометрик ҳарорат ва сув буғининг масса улуши.

Амалда (3.29) тенглама фақат барометрик нивелирлашда қўлланади. Қўлаб метеорологик масалаларни ечишда, етарлича катта аниқлик билан *реал атмосфера учун барометрик формула* ишлатилади:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha) \lg \frac{P_1}{P_2}. \quad (3.30)$$

Мос равишда (3.8) формулани қуйидагича ёзиш мумкин:

$$P_2 = P_1 e^{-\frac{g(z_1 - z_2)}{R_1 T}}, \quad (3.31)$$

бу ерда $\bar{T} = 273(1 + \alpha z)$ ва z_1 ва z_2 сатҳлар орасидаги ҳавонинг ўртача барометрик ҳарорати. Ўртача барометрик ҳарорат – бу ҳароратнинг баландлик бўйича реал тақсимотида қатлам чегараларида кузатиладиган босим қийматларини белгиловчи қатлам ичидаги доимий ҳароратдир. Амалда \bar{T} қатламдаги ўртача арифметик ҳароратга тенглаштирилади:

$$\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2}. \quad (3.32)$$

(3.30) ва (3.31) формулалар \bar{T} қиймати маълум бўлган чекли қалинликли қатламлар учун қўлланилади.

3.3. Барик поғона

Маълум босим фарқлари бўйича баландликнинг ўзгаришини тақрибий баҳолаш учун амалиётда барик поғонадан фойдаланилади.

Барик поғона – бу вертикал бўйича босимнинг 1 гПа га ўзгариши учун босиб ўтилиши керак бўлган масофадир. Барик поғонанинг ўлчов бирлиги м/гПа.

Ўз мазмуни бўйича барик поғона босимнинг вертикал градиентига тескари бўлган катталиқдир:

$$h = -\frac{dz}{dP}. \quad (3.33)$$

Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси (3.4) асосида

$$h = \frac{1}{\rho g}. \quad (3.34)$$

Агар ҳаво зичлигини қуруқ ҳаво ҳолат тенгламасидан фойдаланиб ҳавонинг ҳарорати ва босими орқали ифодаланса, куйидагига келамиз:

$$h = \frac{R_v T}{P_g} \quad (3.35)$$

Танланган бирор изобарик сиртда ($P=const$) барик поғоналарни таққослашдан келиб чиқадики, илиқ ҳаво массасида барик поғона совуқ массасидагидан катта бўлади ($h_i > h_v$). Шунинг учун ҳам баландликда илиқ ва совуқ ҳавода босим бир хил бўлмайди – илиқ ҳавода босим баландроқ бўлади. Демак, атмосферанинг юқори қатламларида илиқ ҳаво жойлашган жойларда - юқори босим, совуқ ҳаво жойлашган жойларда - паст босим кузатилади.

Турли ҳарорат ва босимларда барик поғонанинг қийматлари 3.1-жадвалда келтирилган.

3.1-жадвал

Барик поғона қийматлари (м/гПа)

Босим, гПа	Ҳарорат, °С				
	-40	-20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

3.4. Барометрик формулаларнинг қўлланилиши

Барометрик формулалар ёрдамида бир қатор амалий масалаларни ечиш мумкин.

а. *Барометрик нивелирлаш* – (3.22) ёки (3.30) ифодаларни қўллаб, икки сатҳда босим ва ҳароратнинг қийматларини билган ҳолда сатҳлар орасидаги баландликлар фарқини аниқлаш мумкин.

б. *Босимни денгиз сатҳига келтириш*, яъни метеорологик станция жойлашган баландлик сатҳида ўлчанган босим ва қатламнинг ўртача ҳароратига қараб денгиз сатҳидаги босимни аниқлаш.

Ҳароратнинг ўртача қиймати \bar{T} қуйидаги формуладан аниқланади:

$$\bar{T} = \frac{T + T_0}{2}$$

бу ерда T – станция сатҳидаги ҳарорат, T_0 - денгиз сатҳидаги ҳарорат. T_0 қуйидаги ифода ёрдамида ҳисобланади:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.36)$$

бу ерда z – станциянинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги, $\gamma = 0,6^{\circ}/100$ м – ҳароратнинг вертикал градиенти.

Денгиз сатҳига келтирилган босим ер яқини синоптик карта-ларига туширилади. Бу билан станцияларнинг денгиз сатҳига нис-батан баландликлари орасидаги фарқларнинг босим қийматларига таъсир килишига йўл қўйилмайди ва босимнинг горизонтал тақсимотини ўрганиш мумкин бўлади.

в. Баландликлар фарқи ва улардаги босим қийматларига қараб кўрилайтган атмосфера катламининг ўртача ҳароратини аниқлаш. Бунинг учун (3.30) формуладан фойдаланиш мумкин.

г. *Атмосфера босимининг баландлик бўйича тақсимотини аниқлаш.* Асосий изобарик сиртлар куйидаги ўртача баландликлар яқинида жойлашади: 1000 гПа – денгиз сатҳида, 850 гПа – 1,5 км, 700 гПа – 3,0 км, 500 гПа – 5,5 км, 400 гПа – 7,0 км, 300 гПа – 9,0 км, 200 гПа – 12,0 км, 150 гПа – 13,5 км, 100 гПа – 16,0 км, 50 гПа – 20,5 км, 10 гПа – 31,5 км. Бу рақамлардан кўриб турибмизки, атмосфера массасининг 50% 5,5 км гача чўзилган, 80% – 12,0 км гача, 90% – 16 км гача, 99% – 31,5 км гача чўзилган қатламда жойлашган бўлади.

д. *Атмосфера массасини аниқлаш.* 1 м² юзали ҳаво устунининг массаси куйидагича аниқланади:

$$m = \int_0^z \rho \cdot dz. \quad (3.37)$$

Фараз қилайлик, бу ҳаво устунда зичлик ўзгармас ва денгиз сатҳидаги ҳаво зичлигига тенг, яъни $\rho = \rho_0 = const$ - биржинсли атмосфера шароитларига мос келади. Бутун атмосферанинг массасини аниқлаш учун вертикал ҳаво устунининг массаси m ни Ер сирти юзасига кўпайтириш керак:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \quad \text{ёки} \quad M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0, \quad (3.38)$$

бу ерда $R \approx 6400$ км – Ернинг ўртача радиуси, H_0 – биржинсли атмосферанинг баландлиги. (3.38) формула таркибига кирувчи

катталикларнинг сон қийматларини қўйсақ, Ер атмосферасининг массаси $5,3 \cdot 10^{18}$ кг эканлиги келиб чиқади.

3.5. Стандарт атмосфера

Учиш аппаратлари (самолётлар, ракеталар, Ер сунъий йўлдошлари, космик кемалар) ва ускуналарини яшаш, синаш ва фойдаланиш билан боғлиқ ҳисоб-китоблар метеорологик катталиклар (босим, ҳарорат, зичлик, ҳаво намлиги, шамол тезлиги) ва бошқа физикавий катталиклар (эркин тушиш тезланиши, ҳаво қовушқоқлиги, товуш тезлиги)нинг турли баландликлардаги қийматлари ҳақидаги маълумотларни талаб қилади. Санаб ўтилган катталикларнинг реал қийматлари кенг чегараларда ўзгариши мумкин. Учиш аппаратлари ва ускуналарини турли атмосфера шароитларида синашда олинган натижаларни таққослаш учун уларни баъзи меъёрий (стандарт) шароитларга келтириш қабул қилинган. Физикавий катталикларнинг баландлик бўйича нормал тақсимотига эга бўлган бундай атмосфера *стандарт атмосфера (СА)* деб аталади. Масалан, ускуналар (барометрик баландлик ўлчагич, шамол йўналиши кўрсаткичи ва бошқ.)ни шкалалаш стандарт шароитлар учун амалга оширилади. Кейин уларга реал шароитларнинг стандарт шароитлардан четланишини ҳисобга олувчи тузатмалар киритилади.

Халқаро фуқаро авиацияси ташкилоти (ХФАТ) стандартига деярли мос келувчи «Стандарт атмосфера. Параметрлар» (ГОСТ 4401-81) стандарт атмосфера модели 1981 йилда қабул қилинган. Бу стандартда 2 км дан 80 км, айрим параметрлар учун эса 1200 км гача қатламда ҳаво ҳарорати, босими ва зичлиги, товуш тезлиги, динамик ва кинематик қовушқоқлик, иссиқлик ўтказувчанлик, атмосферанинг вертикал масштаби, зарралар концентрацияси, зарраларнинг ўртача тезлиги, уларнинг тўқнашиш частотаси, ўртача эркин югириш масофаси каби катталикларнинг баландлик бўйича тақсимоти келтирилган.

Денгиз сатҳидаги ҳаво ҳарорати ва босими мос равишда 288,15 К (15,15°C) ва 1013,25 гПа, эркин тушиш тезланиши $9,80665 \text{ м/с}^2$ га тенг деб қабул қилинган.

Ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимоти атмосфера қатламларининг ҳар бири (тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера ва экзосфера) учун геопотенциал баландликнинг

чизикли функцияси сифатида ҳисобланган. Ҳар бир қатламдаги вертикал градиент унинг шу қатламдаги ўртача қийматига мос келади. Босим тақсимооти барометрик формула бўйича изотермик ва политроп атмосфералар учун ҳисобланган. Ҳаво зичлиги ҳолат тенгламаси бўйича аниқланган.

Стандарт атмосферанинг асосий моделидан ташқари, бир нечта ёрдамчи моделлар ҳам ишлаб чиқилган. 30°, 45°, 60° ва 80° кенгликлар учун қиш (декабр-январ) ва ёз (июн-июл)га алоҳида, 15° кенглик учун эса бутун йил учун моделлар мавжуд.

3.6. Геопотенциал тушунчаси. Изобарик сиртларнинг мутлақ ва нисбий баландлиги

Атмосфера босимининг фазодаги тақсимооти *барик майдон* деб аталади. Фазодаги ҳар бир нуқтада ҳаво босими муайян сон қиймати билан характерланади. Атмосфера босими ва барик майдон скаляр катталиклар. Улар юзада қиймати бир хил бўлган чизиклар – *изобаралар* ва фазода қиймати бир хил бўлган сиртлар – *изобарик сиртлар* билан тавсифланади.

Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан қия жойлашган ва шу сабабли вақтнинг ҳар бир momentiда изобарик сиртларнинг нуқталари денгиз сатҳига нисбатан турли баландликларда бўлади. Атмосфера босими вақт ўтиши билан узлуксиз ўзгарганлиги сабабли изобарик сиртларнинг жойлашиши ҳам ўзгаради.

Барик (ва термик) майдоннинг ўзгаришларини кузатиш учун ҳар куни радиозонд маълумотларига асосан изобарик сиртларнинг топография карталари – *барик топография* (БТ) карталари тузилади.

Изобарик сиртларнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари геометрик узунлик бирликларида эмас, балки *геопотенциал метрларда* (гп.м) ўлчанади.

Геопотенциал тушунчасини киритамиз. Геопотенциал Φ^* деб, оғирлик кучи майдонида бирлик ҳаво массасини бошланғич сатҳдан (одатда денгиз сатҳидан) маълум сатҳгача кўтариш учун бажариш керак бўлган ишга айтилади.

Бирлик массани dz баландликка кўтариш учун $d\Phi^* = g \cdot dz$ иш сарфланади. У ҳолда

$$\Phi^* = \int_0^z g \cdot dz, \quad (3.39)$$

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, z – нуқтанинг денгиз сатҳидан баландлиги. Геопотенциалнинг ўлчов бирлиги Ж/кг.

Геопотенциал баландлик Φ - геопотенциалнинг нормал эркин тушиш тезланишига ($g_0=9,81$ м/сек²) нисбатидир:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \cdot dz \quad \text{ёки} \quad d\Phi = \frac{g}{g_0} dz. \quad (3.40)$$

Бу ердан кўриб турибмизки, геопотенциал баландлик оддий геометрик баландликка тенг экан, унинг бирлиги узунлик бирлигидир.

Барометрик формулаларга (масалан, реал атмосфера учун) геопотенциал баландликни киритамиз. У ҳолда (3.32) формула қуйидаги кўринишда ёзилади:

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R_v T_0}}. \quad (3.41)$$

(3.41) формуланинг (3.32) га нисбатан афзаллиги шундаки, z дан Φ га ўтиш йўли билан уни келтириб чиқаришда g нинг баландликка боғлиқлиги ҳисобга олинади.

Мутлақ барик топография (МТ) карталарига муайян вақт momentiда турли станциялардаги муайян изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари туширилади. Изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги унинг *мутлақ геопотенциал баландлиги* Φ_P деб аталади. (3.41) формуладан

$$\Phi_P = \frac{R_v}{g_0} T_0 \ln \frac{P_0}{P} \quad \text{ёки} \quad \Phi_P = 67,4 \bar{T}_0 \lg \frac{P_0}{P} \quad (3.42)$$

эканлиги келиб чиқади.

Кўриб турибмизки, мутлақ геопотенциал баландлик Φ_P денгиз сатҳидаги P_0 босимга ва денгиз сатҳи ва кўрилаётган изобарик сирт орасидаги ҳаво қатламининг \bar{T}_0 ўртача ҳароратига боғлиқ.

МТ карталарида геопотенциалнинг бир хил қиймагларга эга бўлган нуқталарини туташтирувчи *изогинса* деб аталувчи чизиклар ўтказилади (одатда ҳар 40 гпм дан). Улар изобарик сиртларнинг

сатҳ сиртлари билан кесишган жойидаги чизикларни тавсифлайди. Циклонларда изобарик сиртлар ботик, антициклонларда – каварик шакл кўринишида бўлади. Шу сабабли МТ карталарида циклон ва антициклонлар мос равишда марказларида мутлақ геопотенциал баландликнинг энг кичик ва энг катта қийматли ёпиқ изогипсалари билан тавсифланади.

Нисбий барик топография (НТ) карталарига нисбий баландликлар қийматлари туширилади. Улар бир изобарик сиртнинг (P_2) бошқасига (P_1) нисбатан гп.м ларда ифодаланган баландлигини кўрсатади.

Нисбий геопотенциал баландлик Φ_P^P учун формула қуйидаги кўринишга эга:

$$\Phi_P^P = 67,4 \bar{T}_v \ln \frac{P_1}{P_2}. \quad (3.43)$$

Формуладан кўриб турибмизки, Φ_P^P фақат кўрилаётган изобарик сиртлар орасидаги ҳавонинг ўртача ҳароратига боғлиқ. Демак, нисбий топография карталари (НТ) *атмосферада ҳаво ҳароратининг тақсимотини* кўрсатади. Φ_P^P нинг тенг қийматлари учун нисбий топография карталарида ҳар 40 гп.м да ўтказилган чизиклар ҳам изогипсалар деб аталади. Нисбий геопотенциал баландликларнинг катта қийматлари соҳалари – илиқ ўчоқларга, кичик қийматлари соҳалари эса – совуқ ўчоқларга мос келади.

3.7. Барик тизимлар

Ер сиртидаги босим тақсимоти ҳақида кўргазмали тасаввур хосил қилиш учун денгиз сатҳида изобаралар карталари тузилади. Бунинг учун метеорологик станцияларда ўлчаниб, денгиз сатҳига келтирилган атмосфера босими географик карталарга туширилади. Сўнг бир хил босимга эга бўлган нуқталар текис эгри чизиклар билан бирлаштирилади. Изобаралар 5 гПа оралиқда ўтказилади.

Босим тақсимотининг турига боғлиқ ҳолда изобаралар турли шаклларга эга бўлиши мумкин. Изобаралар шакли ва босим бўйича қуйидаги барик майдон соҳалари ёки *барик тизимлар* фаркланади.

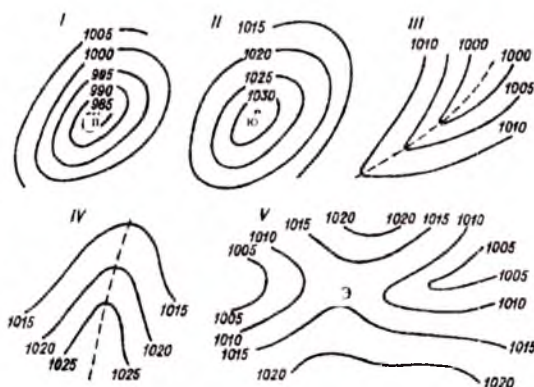
Асосий барик тизимлар – *циклон* ва *антициклон* – ер сирти синоптик карталарида берк концентрик доиравий ёки эллипссимон

изобаралар билан тасвирланади. Циклон марказида босим энг паст, антициклонда эса – энг юқори бўлади (4-расм, I, II).

Барик топография карталарида барик тизимлар изогипсалар билан тасвирланади. Изобарик сиртлар циклонда «воронка» шаклида пастга эгилган, антициклонда эса гумбаз шаклида юқорига эгилган бўлади. Горизонтал барик градиентлар циклонда чеккадан марказга, антициклонда марказдан чеккага томон йўналган бўлади. Циклон ва антициклонларнинг кўндаланг кесими ўлчамлари бир неча минг километр, тропик циклонларда эса – бир неча юз километр бўлиши мумкин.

Барик майдонда берк бўлмаган изобарали барик тизимлар ҳам ажратилади (4-расм, III, IV).

Ботиклик – бу иккита юқори босимли хуудлар орасидаги паст босимли соҳадир. Ботикликда изобаралар параллел чизикларга яқин ёки лотинча «V» ҳарфи шаклида бўлади. Ботикликнинг ўқида ҳаво босими минимал бўлади, ёки (агар изобаралар «V» кўринишда бўлса) изобаралар ўз йўналишини кескин ўзгартиради. Ботикликда барик градиентлар чеккадан ўқ томонга йўналган.



4-расм. Турли барик тизимларнинг денгиз сатхидаги изобаралари.

I – циклон, II – антициклон, III – ботиклик, IV – ўрқач, V – эгар.

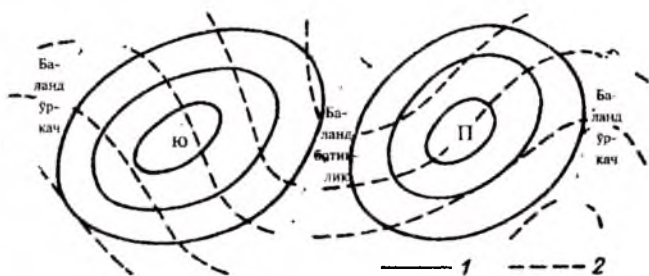
Ўрқач – бу иккита паст босимли хуудлар орасидаги юқори босимли соҳадир. Ўрқачда изобаралар параллел чизиклар ёки лотинча «U» ҳарфи кўринишида бўлади. Ўрқач, одатда, антициклонларнинг четки қисмларини ифодалайди. Ўрқач ўқида

ҳаво босими максимал бўлади, ёки изобаралар ўз йўналишини нисбатан кескин ўзгартиради. Ўркачада барик градиентлар ўқдан четга йўналган бўлади.

Эгарсимон барик майдон – бу иккита қарама-қарши жойлашган циклонлар (ёки ботикликлар) ва антициклонлар (ёки ўркачлар) орасидаги барик майдондир (4-расм, V). Изобарик сиртлар эгар шаклида бўлади – антициклонлар томон йўналишида кўтарилади, циклонлар томон йўналишида эса – пасаяди. Эгарсимон майдоннинг марказидаги нукта – *эгар нуқтаси* деб аталади.

Атмосферанинг ҳарорат майдони циклон ва антициклонларнинг таъсирида асимметрик бўлиб қолади.

Циклоннинг шарқий олд қисмида қуйи кенгликлардан эсаётган шамоллар таъсирида ҳаво ҳарорати кўтарилади. Орқа ғарбий қисмида эса ҳарорат пасаяди, чунки шамоллар юқори кенгликлардан йўналган бўлади. Антициклонларда эса аксинча бўлади. Демак, циклонда изотермалар тўлқинсимон шаклда бўлади: олд қисмида улар юқори кенгликлар томон, орқа қисмида – қуйи кенгликлар томон сурилган; антициклонларда эса аксинча бўлади. Шунинг сабабли юқорида изобаралар изотермалар шаклига яқинлашиб маълум баландликда узилади ва изотермалардек *тўлқинсимон* шаклда бўлади (5-расм). Шунда, ер сиртидаги циклоннинг олд қисми устида баландликларда (одатда, ўрта ёки юқори тропосферада) илиқ ҳаво «тили» билан устма-уст бўлган ўркач, орқа қисми устида эса – совуқ ҳаво «тили» билан устма-уст ётган ботиклик жойлашади. Антициклоннинг олд қисми устида паст ҳароратлар билан боғлиқ бўлган ботиклик, орқа қисми устида эса – баланд ҳароратлар билан боғлиқ бўлган ўркач жойлашган бўлади.

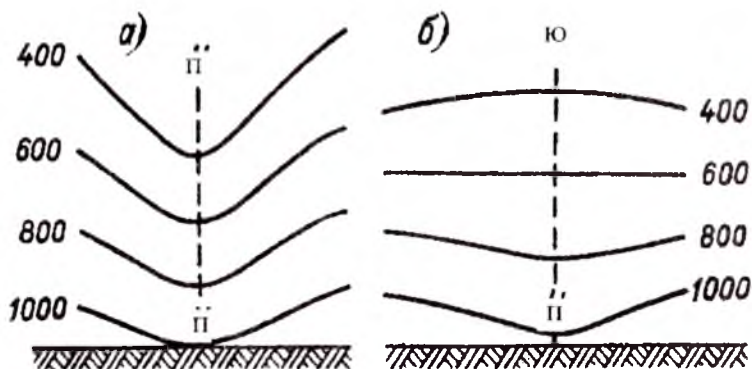


5-расм. Циклон (II) ва антициклондаги (Ю) изобаралар.
1 – денгиз сатҳида, 2 – юқори қатламларда

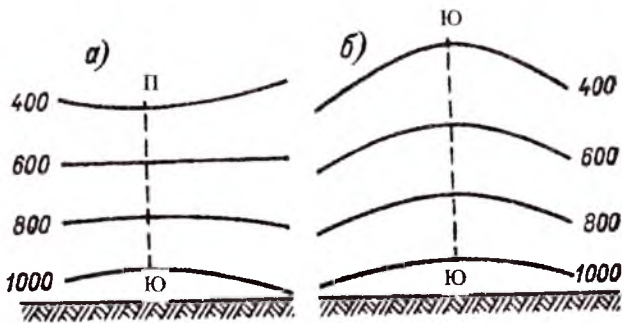
Баъзи ҳолларда циклон ва антициклонларда ҳарорат кўп ўзгармайди ва изобаралар катта баландликларгача берк бўлиб қолади. Барик майдоннинг баландлик бўйича ўзариши характери мазкур барик тизим соҳасида кузатилаётган ҳаво ҳароратига боғлиқ.

Агар циклон совуқ ҳавода жойлашган бўлиб, энг паст ҳарорат унинг марказий қисмида кузатилса, у ҳолда юқорига кўтарилган сари барик градиентларнинг йўналиши кам ўзагаради ва марказида энг паст босим бўлган берк изобаралар катта баландликларгача кузатилади. Демак, совуқ циклон *баланд барик тизимдир* (ба-расм). Аксинча, агар циклон илиқ ҳаво массасида жойлашган бўлса ва унинг марказида максимал ҳарорат кузатилса, бу циклон баландлик билан тез йўқолади, чунки ундаги ҳарорат градиенти билан боғлиқ бўлган кўшимча барик градиент қуйи қатламдаги барик градиентига қарама-қарши йўналган бўлади. Бундай илиқ циклон *паст барик тизимдир*. Юқори қатламларда бундай циклоннинг устида антициклон жойлашган бўлади (6б-расм).

Антициклонлар учун аксинча бўлади: *совуқ антициклонлар паст, илиқ антициклонлар эса – баланд барик тизимлардир* (7-расм).



6-расм. Баланд (совуқ) (а) ва паст (илиқ) (б) циклонлар. Изобарик сиртларнинг вертикал кесими.



7-расм. Паст (совуқ) (а) ва баланд (илик) (б) антициклонлар. Изобарик сиртларнинг вертикал кесими.

3.8. Босимнинг суткалик ўзгариши

Босимнинг вақт бўйича ўзгаришларини шартли равишда *даврий* ва *нодаврий* ўзгаришларга ажратиш мумкин. Босимнинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари даврий ўзгаришларга киради. Бошқа метеорологик катталиклар (ҳарорат, намлик, шамол, радиация ва бошқ.)га нисбатан, айниқса суткалик ўзгаришда, босим суут ифодаланган даврий ўзгаришларга эга. Босим ўзгаришининг ўртачалangan эгри чизиқларини оддий гармоникаларга ажратиш йўли билан 24, 12, 8 ва 6 соат даврга эга бўлган босим тебранишларини аниқлашга муваффақ бўлинган. Ярим суткалик тўлқин (12 соатлик давр) энг катта амплитудага эга. Босим тебранишлари амплитудаси 3-4 гПа ни ташкил этувчи тропик кенгликларда ярим суткалик тебранишлар энг кучли ифодаланган. Босим максимумлари ўртача маҳаллий вақт бўйича соат 9-10 ва 21-22 ларда, минимуми эса – соат 3-4 ва 15-16 ларда кузатилади. Ўрта ва юқори кенгликларда босимнинг даврий ўзгаришлари сутка давомида гектопаскалнинг бир неча ўнли улушларидан ортмайди.

Босимнинг бундай кичик суткалик тебранишлари амалий аҳамиятга эга эмас. Бироқ улар назарий нуқтаи назардан катта кизиқиш уйғотади. Бу тебранишларнинг атмосферанинг эластик тебранишлари натижасида ҳосил бўлиши етарли ишончлилик билан аниқланган. Атмосфера тебранишлари атмосферанинг куёш нурлари билан нодаврий исиши ва бунда ёритилган яримшар ҳавосининг кенгайишида пайдо бўлади.

Куёш ва Ой таъсирида юзага келувчи кўтарилиш кучлари ҳам муайян таъсирга эга. Океанлардагига ўхшаш атмосферада ҳам кўтарилиш-пасайиш ҳаракатлари шаклланади. Ҳақиқатан, ярим суткалик тўлқин ҳам Куёш (12 соат), ҳам Ой (12 соат 25 минут) даврийлиги ташкил этувчиларига, яъни куёш-яримсуткалик ва ой-яримсуткалик тўлқинларга эга бўлиб, ой-яримсуткалик тўлқинлар кучиз ифодаланган. Ғарбий Европа устида тебранишлар бор-йўғи 0,01-0,04 гПа ни ташкил этади. Бундай кичик тебранишлар атмосферада кечаётган жараёнларга сезиларли таъсир кўрсатмайди.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера статикаси асосий тенгламаси атмосфера физикасининг асосий тенгламаларидан биридир. Бу тенгламадан фойдаланиб ҳаво босими ва зичлигининг вертикал бўйлаб ўзгариши қонуниятларини тавсифловчи барометрик формулалар ҳосил қилинади.

2. Атмосфера босимининг фазодаги тақсимооти барик майдон орқали тавсифланиб, унинг шакллари барик тизимлар кўринишида ифодаланади. Изобарик сиртларнинг геометрияси мутлақ ва нисбий топография карталари кўринишида ифодаланади.

3. Изобарик сиртларнинг ўзаро жойлашувидаги ўзгаришлар ва уларнинг деформацияси атмосферанинг ҳарорат майдонига боғлиқ.

4. Босимнинг даврий ўзгаришлари унинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари орқали ифодаланади.

Назорат саволлари

1. Статика асосий тенгламаси қайси фаразлар асосида келтириб чиқарилади? Унинг физик маъноси қандай?

2. Биржинсли, изотермик ва политроп атмосфера учун барометрик формулаларни келтириб чиқаринг. Уларнинг фарқи нимада?

3. Ҳаво зичлигининг баландлик бўйича ўзгардиган шароит учун барометрик формулани келтириб чиқаринг. Гравитацион конвекция қандай шароитларда ривожланади?

4. Реал атмосфера учун Лаплас барометрик формуласини келтириб чиқаринг.

5. Барик поғона нима? Ҳавонинг босими ва ҳароратига боғлиқ ҳолда у қандай ўзгаради?
6. Барометрик формулалар қайси мақсадларда қўлланилади?
7. Стандарт атмосфера нима ва у қайси мақсадларда қўлланилади?
8. Мутлақ ва нисбий геопотенциал учун формулаларни келтириб чиқаринг. Улар нима мақсадларда қўлланилади?
9. Асосий барик тизимларга характеристика беринг.
10. Совуқ ва илиқ циклон ва антициклонларда босим баландлик бўйича қандай ўзгаради?
11. Босимнинг йиллик ва суткалик ўзгаришлари қандай хусусиятларга эга?

IV БОБ. АТМОСФЕРА ТЕРМОДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ

Асосий тушунчалар

1. **Виртуал ҳарорат** – нам ҳавонинг шундай ҳароратики, бу ҳароратда куруқ ҳавонинг зичлиги T ҳарорат, P босим ва e сув буғи эластиклигига эга бўлган нам ҳавонинг зичлигига тенг бўлиши лозим. Виртуал ҳарорат ҳақиқий (кинетик) ҳароратдан юқори бўлади.

2. **Энтропия** – тизим энергиясининг ишга айланмайдиган қисмининг ўлчови. Адиабатик тизимда, яъни муҳит билан иссиқлик алмашмайдиган тизимда, қайтувчи жараёнда энтропия ўзгармайди, қайтмас жараёнда эса ортади. Адиабатик тизимнинг термодинамик мувозанатига максимал энтропияли ҳолат мос келади.

3. **Нотурғунлик** – тизимга киритилаётган ғалаёнлар қиймати бўйича ортиб бориши, ғалаёнларнинг максимал амплитудаси бошланғич ҳолатдагидан катта бўлиши билан ифодаланувчи тизим ҳолати. Нотурғун ғалаёнлар одатда вақт давомида экспоненциал ортиб боради.

4. **Турғунлик** – одатда атмосфера стратификациясининг турғунлиги назарда тутилади. Қаралаётган ҳаво қатлами ичида вертикал кўчишларнинг сўниш қобилияти.

4.1. Асосий тенгламалар

Атмосферада энергиянинг бир турдан иккинчисига тўхтовсиз айланиши содир бўлади. Энергия айланиши ва иссиқлик оқими таъсири остида атмосфера ҳолатининг ўзгариши жараёнларининг умумий қонуниятлари *атмосфера термодинамикаси* деб аталувчи бўлимда ўрганилади. Атмосфера термодинамикасида энергия сақланиш қонунининг кўринишларидан бири бўлган термодинамиканинг биринчи қонунидан келиб чиқадиган хулосалардан фойдаланилади.

Атмосфера учун термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламасини ҳосил қиламиз. P_i (босим), T_i (ҳарорат), ρ_i (зичлик) термодинамик параметрларга эга бўлган ҳаво заррасига dq иссиқлик миқдорини берайлик. Зарра атрофидаги муҳит параметрларини мос равишда P_e , T_e ва ρ_e орқали белгилаймиз. Зарра ичидаги босим унинг атрофидаги муҳит босимига тенг бўлганлиги учун $P_i = P_e = P$ (квазистатиклик шarti). Иссиқлик узатилишида зарранинг ички энергияси dU_i қийматга ортади. Бир вақтнинг ўзида зарра атмосферанинг юқори қатламларига кўтариледи, кенгайди ва ташқи босим кучларига қарши dW_i иш бажаради.

Термодинамиканинг биринчи қонунига мувофиқ

$$dq = dU_i + dW_i. \quad (4.1)$$

Қуруқ ва тўйинмаган ҳавони катта ишончлилик билан идеал газ деб ҳисобласа бўлади. Шунинг учун

$$dU_i = c_v dT_i, \quad (4.2)$$

$$dW_i = P dV_i, \quad (4.3)$$

бу ерда c_v - ўзгармас ҳажм шароитидаги ҳавонинг солиштирма иссиқлик сифими, dT_i - ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгариши, dV_i - ҳажм орттирмаси.

Ҳавонинг солиштирма ҳажми бевосита ўлчанмаслиги сабабли (4.3) ифода ҳисоб-китоблар учун ноқулай. Қуруқ ҳаво учун газлар ҳолат тенгламасидан фойдаланиб бу катталиқни алмаштирамиз.

$$P V_i = R_q T_i. \quad (4.4)$$

Ушбу тенгламани P , V_i ва T_i ўзгарувчилари бўйича дифференциаллаб,

$$P dV_i + V_i dP = R_q dT_i \quad (4.5)$$

тенгламага эга бўламиз. (4.5) ни (4.3) кўямиз

$$dW_i = R_q dT_i - \nu_i dP. \quad (4.6)$$

(4.6) тенгламадаги ν_i ни (4.4) тенгламадан алмаштириб,

$$dW_i = R_q dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P} \quad (4.7)$$

тенгламани ҳосил қиламиз. (4.2) ва (4.7) тенгламаларни (4.1) га қўйиб,

$$dq = c_v dT_i + R_q dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P}$$

ёки

$$dq = c_p dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P} \quad (4.8)$$

тенгламаларни ҳосил қиламиз. Бу ерда $c_p = c_v + R_q$ (физикадан маълум бўлган Майер тенгламаси).

(4.8) тенглама атмосфера физикасида фойдаланилувчи термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси ҳисобланади. У иссиқлик оқими тенгламаси деб ҳам аталади.

Куруқ ҳаво учун $c_v = 718$ Ж/кг·К, $c_p = 1006$ Ж/кг·К, $c_p - c_v = 288$ Ж/кг·К, $\frac{c_p}{c_v} = \gamma = 1,41$.

(4.8) га мувофиқ

$$dT_i = \frac{dq}{c_p} + \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.9)$$

эканлигига, яъни зарра ҳароратининг ўзгариши нафақат бирор иссиқлик миқдори dq нинг узатилиши, балки ташқи босимнинг ўзгариши билан ҳам боғлиқ бўлиши мумкинлигига эътибор қаратайлик. Агар босим ортса ($dP > 0$), dq нинг ўзгаришларида зарра ҳароратининг ортиши кузатилади ва аксинча. Агар $dq = 0$ бўлса, у ҳолда

$$dT_i = \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P}, \quad (4.10)$$

яъни атроф-мухит билан иссиқлик алмашинуви бўлмаганда ҳароратнинг ўзгариши фақат босим ўзгаришлари билан аниқланади.

4.2. Адиабатик жараён

Ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгариши атроф-мухит билан иссиқлик алмашинмасдан содир бўлиши мумкин. Бундай жараён *адиабатик жараён* дейилади. Реал шароитларда ҳеч қайси ҳаво массаси атроф-мухитнинг иссиқлик таъсиридан тўла изоляцияланган бўлмайди. Агар атмосфера жараёни етарлича тез содир бўлса ва бу вақт ичидаги иссиқлик алмашинуви эътиборга олмайдиган даражада кичик бўлса, етарлича аниқлик билан жараённи адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бундай жараён учун $dq=0$. Куруқ ёки нам тўйинмаган ҳавода содир бўлаётган адиабатик жараённи кўриб чиқамиз. Бундай жараён *куруқ адиабатик жараён* дейилади. Бу ҳолда (4.8) тенглама куйидаги кўринишга келади:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}. \quad (4.11)$$

(4.11) тенглама дифференциал кўринишдаги адиабатик жараён тенгламасидир.

Адиабатик жараёнда ташқи босим кучларига қарши иш фақат ички энергия ҳисобига бажарилади. Агар иш мусбат, яъни кенгайиш юз берса ($dv_i > 0$), зарранинг ички энергияси камаяди ($dT_i < 0$), ва аксинча, ҳаво заррасининг сиқилишида ($dv_i < 0$) унинг ички энергияси ортади ($dT_i > 0$).

Ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳажми ортади ($dv_i > 0$), босими эса камаяди ($dP < 0$). (4.11) ифодадан бундай шароитда ҳаво заррасининг ҳарорати доимо камайиши ($dT_i < 0$) келиб чиқади.

(4.11) тенгламани куйидаги кўринишга келтирамиз:

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P}. \quad (4.12)$$

Бу тенгламани жараён бошланишидаги T_{i0} ҳарорат ва P_0 босим қийматидан уларнинг жараён охиридаги T_i ва P қийматларигача интеграллаймиз:

$$\int_{T_{i0}}^{T_i} \frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_g}{c_p} \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

ва потенсирлашдан кейин

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_g}{c_p}}. \quad (4.13)$$

Агар $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$ муносабатни киритсак, у ҳолда $\frac{R_g}{c_v} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} = 0,286$.

Энди (4.13) қуйидаги кўринишга келади:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} \quad (4.14)$$

(4.13) ва (4.14) тенгламалар *интеграл кўринишдаги адиабатик жараён тенгламаси* (Пуассон тенгламаси) ёки *қуруқ адиабата тенгламасини* ифодалайди.

Тўйинмаган нам ҳаво учун T_i ҳарорат ўрнига виртуал ҳароратни олиш керак.

Вертикал бўйлаб қуруқ адиабатик ҳаракатланишда ҳаво заррасининг ҳарорати қандай ўзгаришини аниқлайлик. Бунинг учун (4.12) тенгламада $\frac{dP}{P}$ нисбатни статика тенгламаси ($dP = -\rho g \cdot dz$) ва қуруқ ҳавонинг ҳолат тенгламасидан $\left(\rho = \frac{P}{R_g T} \right)$ фойдаланиб алмаштирамиз:

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_e} \right), \quad (4.15)$$

бу ерда $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ - қуруқ адиабатик градиент, яъни баландлик бўйлаб адиабатик ҳаракатланишда қуруқ ёки тўйинмаган нам ҳаво

зарраси ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши. $T \approx T_e$ бўлганлиги учун:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p}. \quad (4.16)$$

γ_a катталиқ $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ қийматга эга. Шундай қилиб адиабатик кўтарилётган куруқ ҳаво заррасининг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да тахминан 1°C га камаяди. Ҳаво заррасининг тушишида эса унинг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да 1°C га ортади.

$-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ тенгламани интеграллаш ва ечимни

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a(z - z_0) \quad (4.17)$$

кўринишда ёзиш мумкин.

Реал ҳаво таркибида доимо бирор миқдордаги сув буғи бўлади. Ҳисобларнинг кўрсатишича, агар сув буғи тўйиниш ҳолатига эришмаса, бундай нам ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгариши куруқ ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгаришидан кам фарқланади. Демак, тўйиниш ҳолатига эришмаган нам ҳаво учун куруқ ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгариши учун ҳосил қилинган (4.11), (4.14), (4.15) ва (4.16) тенгламалардан фойдаланиш мумкин бўлади.

4.3. Потенциал ҳарорат

Куруқ адиабатик жараённинг муҳим характеристикаларидан бири *потенциал ҳарорат*дир. Бошланғич сатҳдан 1000 гПа босимли сатҳга куруқ адиабатик туширилганда ёки кўтарилганда ҳаво зарраси қабул қиладиган ҳарорат потенциал ҳарорат θ деб аталади.

Агар $P_0 = 1000 \text{ гПа}$, бу сатҳдаги ҳароратни $T_{i0} = \theta$ деб олсак, у ҳолда (4.14) Пуассон тенгламасини қуйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

$$\theta = T_i \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}. \quad (4.18)$$

Потенциал ҳарорат жуда муҳим хоссага эга – айти бир ҳаво заррасининг курук адиабатик ҳаракатланишида у ўз қийматини доимий саклаб туради. Бу хосса амалиётда ҳаво массаларининг хара­ктеристикаси сифатида фойдаланилади.

Агар (4.18) тенгламани логарифласак ва дифференциалласак

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_g}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.19)$$

тенгламани ҳосил қиламиз.

(4.12) тенгламага мувофиқ адабиатик жараёнда (4.19) тенгламанинг ўнг томони нолга тенг. Демак, $\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ ва $\theta = const$, яъни адиабатик ҳаракатларда потенциал ҳарорат ўзгармайди.

Агар ҳаво массасининг ҳаракатланиши жараёнида унинг потенциал ҳарорати ўзгарса, бу массага иссиқликнинг келиши ёки кетиши содир бўлганидан далолат беради. (4.19) ва (4.8) тенгламаларни таққослаш буни исботлайди, яъни

$$dq = c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} \quad (4.20)$$

потенциал ҳароратнинг ўзгариши ҳаво зарраси тўлиқ энергиясининг ўзгариши билан боғлиқ.

Курук ҳаво учун статика ва ҳолат тенгламаларидан фойдаланиб, (4.19) тенгламанинг ўнг томонидаги иккинчи ҳадни $-\frac{R_g}{c_p} \frac{dP}{P} = \frac{gT_i}{T_c} dz$ кўринишига олиб келамиз. У ҳолда (4.19) тенглама қуйидагича ёзилади:

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = c_p dT_i + \frac{gT_i}{T_c} dz \quad (4.21)$$

Тенгламанинг кўринишини қуйидагича ўзгартирамиз

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = c_p dT_i + g dz + \frac{g(T_i - T_c)}{T_c} dz \quad (4.22)$$

Қуйидаги белгилашларни киритамиз:

$c_p dT_i = dE_i + const$ – иссиқлик қиймати ёки энтальпия;

$gdz = d\Phi^* + const$ – потенциал энергия (геопотенциал);

$\frac{g(T_i - T_e)}{T_e} dz = dN_i + const$ – нотурғунлик энергияси.

Белгилашларни эътиборга олсак, (4.22) тенглама қуйидагича ёзилади:

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = dE_i + d\Phi^* + dN_i, \text{ ёки } c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\Pi_i, \quad (4.23)$$

бу ерда $\Pi_i = E_i + \Phi^* + N_i$ - бирлик массали зарранинг тўлиқ энергияси.

Шундай қилиб, ҳаво заррасининг адиабатик ҳаракатларида унинг тўлиқ энергияси ўзгармайди:

$$E_i + \Phi^* + N_i = const. \quad (4.24)$$

4.4. Потенциал ҳарорат ва энтропия

Газнинг энтропияси

$$S = \int \frac{d\theta}{T} \quad (4.25)$$

интеграл орқали ифодаланади. Қуруқ ҳаво учун

$$\frac{d\theta}{T} = c_p \frac{dT_i}{T_i} - R_g \frac{dP}{P}$$

ёки

$$S = c_p \ln \frac{T_i}{T_{i0}} - R_g \ln \frac{P}{P_0} = c_p \left(\ln \frac{T_i}{T_{i0}} - \frac{R_g}{c_p} \ln \frac{P}{P_0} \right). \quad (4.26)$$

(4.26) ифодани логарифлаймиз

$$\ln \theta = \ln T_i + \frac{R_g}{c_p} (\ln 1000 - \ln P) \quad (4.27)$$

(4.26) ва (4.27) дан қуйидагини ҳосил қиламиз

$$S = c_p \ln \theta - \left(c_p \ln T_0 - R_q \ln \frac{P_0}{1000} \right) = c_p \ln \theta + C, \quad (4.28)$$

бу ерда C – миқдоран бошланғич шартларни ифодалайди.

Шундай қилиб, газнинг потенциал ҳарорати қанча юқори бўлса, унинг энтропияси шунча катта бўлади. Адиабатик жараёнда потенциал ҳарорат ва, демак, энтропия ҳам ўзгармайди. Шунинг учун адиабатик жараёни *изоэнтропик* деб ҳисоблаш мумкин.

Амалий мақсадларда маълум, масалан, потенциал ҳароратнинг 273°, 283°C ва бошқа қийматлари учун, изоэнтропик сиртнинг баландликлари карталарини куриш мумкин. Бу карталарга сув буғининг масса улуши, шамолнинг тезлиги ва йўналиши қийматлари туширилади.

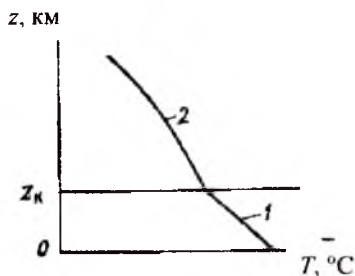
Бу карталарнинг қўлланилиши изоэнтропик сирт бўйлаб ҳаракатланишда ҳеч қандай иш бажарилмаслигига асосланади. Бу ҳолда изоэнтропик карта атмосферадаги йирик масштабли ҳаракатларни, шу жумладан, ҳавонинг юқорилама ва пастлама оқимларини характерлайди.

Изоэнтропик карталар бундай ҳаракатларнинг изоэнтропик таҳлили амалиётида қўлланилади.

4.5. Нам адиабатик жараёнлар

Сув буғига тўйинмаган нам ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳарорати қуруқ адиабатик қонун бўйича камаяди (яъни ҳар 100 м да 1°C га). Бу заррадаги ҳаво массасининг доимийлиги сабабли сув буғининг масса улуши s ҳам ўзгармасдан қолади.

Ўзгармас намлик миқдорига эга бўлган ҳаво зарраси ҳароратининг пасайиши оқибатида унинг нисбий намлиги ортиб боради ва маълум сатҳда 100% етади. Тўйинмаган нам ҳаво тўйиниш ҳолатига эришадиган сатҳ z_k *конденсация сатҳи* деб аталади (8-расм).



8-расм. Нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиги.

1 - куруқ адиабата, 2 - нам адиабата.

Агар тўйинишга эришган нам ҳаво зарраси конденсация сатҳидан юқорига кўтарилса, ҳароратнинг янада пасайиши оқибатида сув буғининг конденсацияланиши бошланади. Конденсацияланишда буғ ҳосил бўлишининг яширин иссиқлиги ажралиб чиқади (1 кг сув буғи конденсациясида 2,5 МЖ атропоид). Бунинг оқибатида конденсация сатҳидан юқорида зарранинг ҳарорати секинроқ камаяди. Кенгайиш ишининг бир қисми конденсация иссиқлиги ҳисобига амалга оширилиши бунга сабаб бўлади. Тўйинган нам ҳавода содир бўлувчи адиабатик жараён *нам адиабатик жараён* деб аталади.

Адиабатик ҳаракатланишда ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгаришини характерловчи эгри чизик ҳолат эгри чизиги, адиабатик кўтарилишда бу эгри чизикнинг тўйинган зарра ҳароратининг ўзгаришига мос келувчи қисми эса *нам адиабата* дейилади (8-расм). Нам адиабатик жараён бўйича кўтарилишда зарра ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши *нам адиабатик градиент* (γ'_a) деб аталади.

Нам адиабатик градиентнинг қийматлари доим куруқ адиабатик градиентдан кичик бўлади ҳамда ҳарорат ва босимга боғланган ҳаво заррасидаги намлик миқдорига (сув буғининг масса улушига) боғлиқ бўлади (4.1-жадвал).

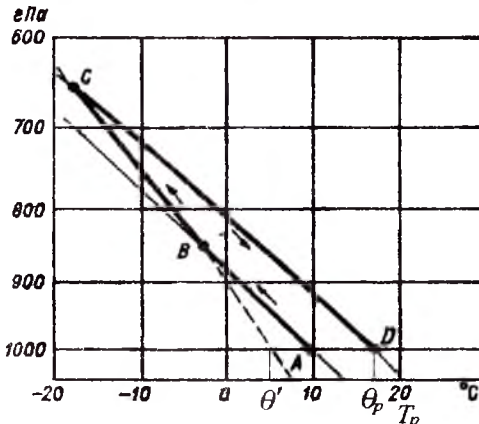
Ҳарорат ортиши билан ($P=const$ бўлганда) нам адиабатик градиент камаяди ва паст ҳароратларда куруқ адиабатик градиентга яқинлашади. Босимнинг ортиши билан ($T=const$ бўлганда) γ'_a ортади. Атмосферада кузатилувчи реал шароитларда нам адиабатик градиентнинг қиймати одатда $0,5^\circ\text{C}/100$ м дан катта ва $0,95^\circ\text{C}/100$ м дан кичик бўлади.

Нам адиабатик градиентнинг қийматлари ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$)

P , гПа	T , $^{\circ}\text{C}$					
	-60	-40	-20	0	20	40
1000	0,973	0,950	0,856	0,658	0,532	0,315
800	0,972	0,944	0,831	0,614	0,489	0,294
400	0,968	0,914	0,730	0,478	0,371	0,243
100	0,943	0,774	0,458	0,269	0,226	0,163

Нам адиабатик жараён ёпик (ёки кайтувчан) термодинамик жараён ҳисобланади. Шунинг учун ҳаво заррасининг тушишида унинг ҳарорати нам адиабатик қонун бўйича ортади.

Конденсация сатҳидан юқорида термодинамик жараён бошқача ривожланиши ҳам мумкин. Сув буғининг конденсацияси нагижасида ҳосил бўлган булутдан ёғинлар (ёмғир, қор) ёғиши мумкин. Бу ҳолда ҳаво заррасининг тушишида унинг исиси натижасида сув буғи дарҳол тўйиниш ҳолатидан узоклашади, унинг ҳарорати эса қуруқ адиабатик қонун бўйича камаяди. Шундай қилиб, қаралаётган ҳаво массасида қайтмас жараён юз берди. Ҳаво зарраси дастлабки ҳолатига қайтмади, унинг жараён охиридаги ҳарорати бошланғич ҳароратидан юқори бўлиб қолди (9-расм). Тавсифлаб ўтилган жараён *псевдоадиабатик жараён* дейилади.



9-расм. Псевдоадиабатик жараён.

AB – қуруқ адиабата, BC – нам адиабата, CD – қуруқ адиабата,
 T_p – псевдоэквивалент ҳарорат, θ_p – псевдопотенциал ҳарорат,
 θ' – ҳўлланган термометрнинг потенциал ҳарорати.

Псевдоэквивалент (T_p) ва псевдопотенциал ҳарорат (θ_p) псевдоадиабатик жараённинг муҳим характеристикалари ҳисобланади. Ҳаво зарраси бошланғич сатҳдан конденсация сатҳигача қуруқ адиабатик, ундан кейин сув буғининг тўлиқ конденсациясигача нам адиабатик кўтарилиб, сўнгра бошланғич ҳолатгача қуруқ адиабатик туширилганда у қабул қиладиган ҳарорат псевдоэквивалент ҳарорат деб аталади. Агар зарра тўлиқ конденсация сатҳидан 1000гПа сатҳгача қуруқ адиабатик туширилса, унинг қабул қилган ҳарорати псевдопотенциал ҳарорат дейилади (9-расм). Бу иккала ҳароратлар ўртасидаги муносабатни (4.18) Пуассон тенгламаси асосида ифодалаш мумкин:

$$\theta_p = T_p \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (4.29)$$

Псевдопотенциал ҳарорат конденсация содир бўлган ҳаво массасининг консерватив характеристикаси ҳисобланади. Нам зарра қаерда бўлишидан қатъий-назар, агар унинг ҳаракатланиши адиабатик қонуният (яъни маълум қонуният) бўйича юз берса, бу зарранинг псевдопотенциал ҳарорати доимий қийматга эга бўлади. θ_p нинг ўзгариши ҳаво массасига ноадиабатик таъсирларнинг (иссиқлик келиши ёки кетиши) микдорий кўрсаткичи бўлиб хизмат қилади.

Ҳўлланган термометрнинг потенциал ҳарорати (θ') ҳам шундай консерватив характеристика ҳисобланади. Бу ҳарорат нам зарра z_k конденсация сатҳидан $P_0=1000$ гПа сатҳга нам адиабатик туширилганда қабул қиладиган ҳароратдир (9-расм).

4.6. Конвекция. Ҳаво заррасининг қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатига нисбатан атмосферанинг стратификацияси

Умумий ҳолда конвекция – бу тартибсиз оқимлар ёки “пуфаклар” ёки “термиклар” шаклланиши билан ифодаланувчи ҳаво массаларининг юқорилама ҳаракатидир. Конвекциянинг ҳосил бўлиш сабабларига кўра фақат Архимед кучи таъсирида ҳосил бўлувчи эркин (соф термик) ва мажбурий (ёки динамик) конвекциялар фарқланади. Реал шароитларда ер сирти термик

жиҳатдан бир жинсли бўлмайди. Шунинг учун атмосферада конвектив элементларнинг кўпроқ ёки камроқ тўғри фазовий тақсимотига эга бўлган бир жинсли бўлмаган конвекция юзага келади.

Эркин (термик) конвекциянинг юзага келиш шартларини кўриб чиқамиз. Вертикал ҳаракатланаётган ҳаво заррасининг бирлик ҳажмига иккита куч таъсир кўрсатади: пастга йўналган оғирлик кучи $\rho_e g$ ва юқорига йўналган сиқиб чиқарувчи Архимед кучи $\rho_e g$. Бу кучларнинг тенг таъсир этувчиси $g(\rho_e - \rho_i)$ *сузувчанлик кучи* деб аталади.

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ, бу бирлик ҳаво ҳажмининг тезланиши қуйидагича бўлади:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i}, \quad (4.30)$$

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, ρ_i ва ρ_e мос равишда ҳаво зарраси ва атрофдаги ҳавонинг зичлиги.

Зичликни ҳолат тенгламасидан алмаштириб, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}. \quad (4.31)$$

(4.31) тенглама *конвекция тезланиши тенгламаси* дейилади.

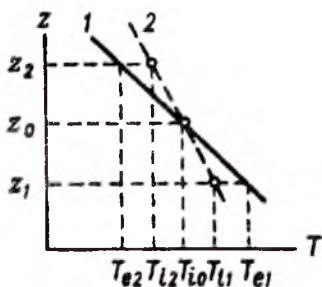
Агар $T_i - T_e > 0$ бўлса, конвекция тезланиши ҳам мусбат бўлади ва зарра юқорига кўтарила бошлайди. Аксинча, агар зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратидан кичик бўлса, конвекция тезланиши манфий ва зарра пастга ҳаракатланади. Агар зарра ва атрофдаги ҳаво ҳарорати бир хил бўлса, у ҳолда тезланиш бўлмайди.

T_e ҳарорат ва бошқа метеорологик катталикларнинг баландлик бўйича тақсимоти *атмосфера стратификацияси* дейилади. Умумий ҳолда кўпчилик омилларнинг таъсири натижасида атмосферада ҳароратнинг вертикал тақсимоти етарлича мураккаб ва хилма-хил бўлиши мумкин.

Ҳаво зарраси атрофидаги T_e ҳароратнинг турли қатламлардаги тақсимоти ҳароратнинг вертикал градиенти $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$ билан характерланади.

Атмосферанинг бирон бир сатҳида ҳаво заррасини ажратиб оламиз ва уни бошланғич ҳолатдан юқорига ёки пастга ҳаракатлантирамыз. Зарра атрофдаги ҳавонинг ҳолатига иссиқлик таъсирини ўтказмаслиги учун уни адиабатик ҳаракатлантиришимиз лозим. Зарра ҳарорати T_i нинг ўзгариши қуруқ адиабатик градиент γ_a қиймати билан характерланади. Атмосферада ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланишининг учта ҳар хил ҳоллари учун γ ва γ_a катталиклари таққослаймиз.

а. Градиент $\gamma > \gamma_a$. Атмосферада ўта адиабатик градиент кузатилади. Бошланғич z_0 сатҳда зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратига тенг, яъни $T_{i0} = T_{e0}$ деб ҳисоблаймиз. Заррани z_2 сатҳга кўтариб, мувозанат ҳолатидан чиқарамиз. Бу ерда зарра ҳарорати атмосфера ҳароратидан юқори бўлади: $T_{i2} > T_{e2}$. (4.31) ифодага мувофиқ зарра бу сатҳда мусбат тезланиш олади (10-расм).



10-расм. Нотурғунлик мезонларини келтириб чиқаришга доир.

1 – стратификация эгри чизиги, 2 – қуруқ адиабата.

узоклашса, унинг тезланиши ва тезлиги шунчалик катта бўлади. Зарранинг бундай ҳолати нотурғун ҳолат дейилади, $\gamma > \gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси эса қуруқ нотурғун стратификация деб юритилади.

б. Градиент $\gamma = \gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100$ м га камаяди. Бу ҳолатда уччала сатҳда ҳам:

$$T_{i0} = T_{e0}, T_{i1} = T_{e1}, T_{i2} = T_{e2} \text{ бўлади.}$$

Демак, зарра қайси сатҳда бўлмасин унинг тезланиши доим нолга тенг. $\gamma = \gamma_a$ бўлгандаги атмосферанинг термик ҳолати қуруқ бепарқ (ёки мувозанат) стратификация деб юритилади.

в. Градиент $\gamma < \gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100$ м дан секинроқ камаяди. Бу ҳолда z_2 сатҳда $T_{i2} < T_{e2}$ шарт бажарилади ва зарра манфий тезланиш олади, яъни ўзининг бошланғич ҳолатига томон ҳаракатланади. z_1 сатҳда эса, аксинча $T_{i1} > T_{e1}$ бўлади ва зарра бошланғич ҳолатига қайтишда мусбат тезланиш олади.

Шундай қилиб, бу ҳолда зарра бошланғич сатҳдан қайси томонга силжитилганидан қатъий-назар, унга ўтказилаётган таъсир тўхтатилганидан сўнг доим ўзининг бошланғич ҳолатига қайтади. $\gamma < \gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси *қуруқ турғун стратификация* деб юритилади.

Юқорида нам адиабатик градиент доим қуруқ адиабатик градиентдан кичик бўлиши аниқланган эди. Шунинг учун, қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатга нисбатан атмосфера стратификациясининг куйидаги беш кўриниши мавжуд бўлади:

- а) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ - қуруқ ва нам нотурғун ёки мутлақ нотурғун;
- б) $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ - қуруқ бефарқ ва нам нотурғун;
- в) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ - қуруқ турғун ва нам нотурғун;
- г) $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ - қуруқ турғун ва нам бефарқ;
- д) $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$ - қуруқ ва нам турғун ёки мутлақ турғун стратификация.

Атмосфера стратификациясининг турли кўринишларида потенциал ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланишини кўриб чиқамиз. Бунинг учун (4.18) формулани логарифмлаймиз ва баландлик бўйича ҳосила оламиз:

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_q}{c_p P} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (4.32)$$

бунда атмосферадаги жараёни қараётганимиз учун «i» индексни тушириб қолдирамиз. Статика тенгламасидан фойдаланиб (4.32) ни ўзгартирамиз:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_a - \gamma). \quad (4.33)$$

(4.33) формуладан қуруқ нотурғун ($\gamma > \gamma_a$) стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$, қуруқ бефарқ ($\gamma = \gamma_a$) стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, қуруқ турғун

$(\gamma < \gamma_a)$ стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ эканлиги келиб чиқади.

4.7. Стратификациянинг суткалик ўзгариши. Ҳаво массаларининг стратификацияси

Сутка давомида атмосферанинг стратификацияси ўзгаради. Курукликда, тупроқ сирти ҳароратининг суткалик ўзгариши катта бўлган шароитларда (айниқса ёзда), кундузи ҳавонинг пастки қатламлари тупроқдан катта иссиқлик олади ва вертикал ҳарорат градиентлари ортади. Ер яқини қатламида бу градиентлар курук адиабатик градиентдан анча катта бўлиши мумкин. Шундай қилиб, атмосфера стратификацияси нотурғун бўлади ва конвекция пайдо бўлади.

Стратификациянинг нотурғунлиги каби конвекция ҳам тушда ва тушдан кейинги дастлабки соатларда айнақса катта бўлади. Шунинг учун конвекция билан боғлиқ бўлган тўп-тўп булутлар айнан тушдан сўнг максимал ривожланишга эга бўладилар. Кечга томон стратификация турғунлашади, ҳавонинг ерга яқин қатламлари тупроқдан совийди, тунги соатларда эса стратификация шунчалик турғун бўладики, ер яқинида ҳарорат инверсиялари, яъни тупроқ устидаги ҳаво ҳароратининг баландлик бўйича камайиши эмас, балки ортиши кузатилади. Конвекциянинг сутканинг бу вақтида сўниши ўз-ўзидан тушунарли.

Денгиз устида шароит бошқача бўлади. Денгиз сиртида ҳароратнинг суткалик ўзгариши жуда кичик. Шунинг учун денгиз устида нотурғунликнинг сезиларли кундузги ортиши кузатилмайди. Демак, конвекциянинг ривожланишида тушдан кейинги максимум бўлмайди. Аксинча, денгиз устида стратификациянинг нотурғунлиги тунги соатларда бироз ортади. Бундай ҳолат денгиз сиртида тунда ҳарорат деярли кундузгидек қолиши, баландликларда – эркин атмосферада эса ҳавонинг нурланиши оқибатида тунда ҳароратнинг пасайиши билан боғлиқ. Шунинг учун денгиз устида тунда вертикал ҳарорат градиентлари бироз ортади ва конвекция жараёни кучаяди.

Термик хоссалари турлича бўлган ҳаво массалари стратификация шароитлари бўйича фарқланади.

Илқ ҳаво массаси совуқроқ тўшалган сирт томонга ҳаракатланади. Бунда ҳаво массаси пастдан совиб боради. Бундай

совиш дастлаб ҳаво массасининг энг қуйи қатламларига, сўнгра сўнувчи кўринишда секин-аста юқорига тарқалади. Демак, ҳаво массасининг қуйи қатламларида вертикал ҳарорат градиентлари камаяди. Типик илиқ массада, айниқса қишда қитъа устида, пастки бир километрли қатламда вертикал ҳарорат градиентлари $0,2-0,4^{\circ}\text{C}/100$ м, яъни берилган шароитлар учун нам адиабатик градиентлардан кичик. Бошқача айтганда, пастки юз метрда ҳаво массаси нафақат курук турғун, балки нам турғун стратификацияга эга бўлади.

Бунда конвекциянинг сусайиши ва сўниши кузатилиши аён. Турғун массадаги сув буғининг конденсацияси туманлар ва шивалама ёмғир ёки қишда майда қор ёғинларини берувчи қуйи қатлам қатламли булутлари шаклида юз беради.

Совуқ ҳаво массаси иссиқроқ тўшаган сирт томонга ҳаракатланади ва пастдан исийди. Шунинг учун совуқ ҳаво масса-сида пастки бир неча километрли қатламда нам адиабатик градиентлардан катта $0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100$ м ҳарорат градиентлари ҳосил бўлади. Бу ҳолат совуқ ҳаво массаси бу қатламларда нотурғун стратификацияга эга бўлишини билдиради. Бундай массада конвекция кучли ривожланади, сув буғининг конденсацияси эса жала ёғинларини берувчи тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутлар кўринишида юз беради.

Маҳаллий ҳаво массалари қишда, совиган куруклик устида, турғун, ёзда эса, исиган тупроқ устида, нотурғун бўлади. Шунинг учун ўрта кенгликларда куруклик устида қишда кўпроқ қатламли булутлар, ёзда эса тўп-тўп булутлар кузатилади.

4.8. Потенциал турғунлик ва нотурғунлик

Реал шароитларда катта ҳажмли ҳавонинг вертикал аралашувлари кузатилади. Бу жараён ҳаво массасининг фронт сирти бўлаб юқорилама ҳаракатида, тоғ тизмасидан ошиб ўтишида ва бошқа ҳолларда содир бўлади. Бундай ҳаракатларда аралашуш юз бераётган ҳаво қатлами нисбий намлигининг вертикал тақсимотига боғлиқ ҳолда нам ҳавонинг стратификацияси сезиларли ўзгариши мумкин.

Икки ҳолни кўриб чиқамиз. Биринчи ҳолда ҳаво қатламининг кўтарилишгача бўлган стратификацияси мутлақо нотурғун (11-расм). Қатламнинг қуйи қисмидаги нисбий намлик (T_A) унинг юқори

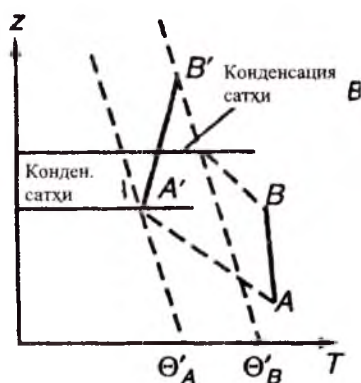
чегарасидаги (T_B)га нисбатан анча катта. Шунинг учун А заррача конденсация сатҳи (T_A)га тез эришади ва ундан юқорида нам адиабата бўйлаб кўтарилиб, секин-аста совиб боради. В заррача конденсация сатҳига (T_B) эришгунча вертикал бўйлаб узунроқ йўлни босиб ўтади. А`В` чизиғи билан характерланувчи қатлам стратификацияси энди нам нотурғун бўлади.

Иккинчи ҳолда қатламнинг бошланғич стратификацияси аввалги ҳолдаги каби мутлақо турғун (12-расм). Бироқ нисбий намлик баландлик бўйича ортиб боради. Ҳаво қатламининг кўтарилишида унинг қуйидаги қисми (T_A) юқорисидагига нисбатан (T_B) конденсация сатҳига анча эрта эришади. Шундай қилиб, адиабатик кўтарилишда қатлам стратификацияси янада турғунлашади.

Биринчи ҳолда қатлам стратификацияси *потенциал нотурғун*, иккинчи ҳолда – *потенциал турғун* деб аталади. Биринчи ҳол ҳаво массасининг тоғ тизмасининг шамолга қараган сирти бўйлаб кўтарилишида кузатилиши мумкин. Стратификациянинг ўзгариши конвектив ҳаракатларга олиб келиб, конвектив булутлар шаклланиши мумкин.



11-расм. Потенциал нотурғунлик



12-расм. Потенциал турғунлик

Ҳўлланган термометрнинг ҳарорат кўрсаткичи (θ') потенциал нотурғунлик ёки турғунлик мезони бўлиб хизмат қилади. Агар бу ҳарорат қуйи сатҳда юқори сатҳдагига нисбатан кичик, яъни $\theta'_A < \theta'_B$ бўлса, бу ҳол ҳаво массасининг потенциал турғунлигига мос

келади. Аксинча, яъни $\theta'_a > \theta'_b$ бўлганида, потенциал нотурғунлик кузатилади.

(4.30) тенгламага мувофиқ, ҳаво заррасининг тезланиши зарра ва унинг атрофидаги ҳаво зичликларининг фарқига боғлиқ. Аввалги барча тенгламаларда намликнинг ҳаво заррасининг зичлигига таъсири ҳисобга олинмаган эди. Кўпчилик ҳолларда бу таъсир сезиларсиз бўлади. Бироқ етарлича катта ҳарорат ва нисбий намликда намликнинг таъсирини ҳисобга олиш ва бу бобда келтирилган барча муносабатларда T кинетик ҳароратни T_v виртуал ҳароратга алмаштириш керак.

Ҳароратнинг вертикал градиенти γ виртуал ҳароратнинг вертикал градиенти γ_v га алмаштирилади:

$$\gamma_v = (1 + 0,608s)\gamma - 0,608 \frac{\partial s}{\partial z}. \quad (4.34)$$

$\frac{\partial s}{\partial z} < 0$ бўлганлиги учун $\gamma_v > \gamma$.

Қуруқ адиабатик градиент зарра виртуал ҳароратининг градиенти билан алмаштирилади:

$$\gamma_a = -\frac{\partial T_i}{\partial z} = (1 + 0,608s)\gamma_a - 0,608T_i \frac{\partial s_i}{\partial z}. \quad (4.35)$$

Намликнинг зичликка таъсири ҳисобга олинганда атмосферанинг турғунлик мезонлари қуйидагича бўлади:

$$\gamma_v < \gamma_a, \quad \gamma_v = \gamma_a, \quad \gamma_v > \gamma_a$$

4.9. Нотурғунлик энергияси. Термодинамик графиклар

Зарра атрофдаги ҳаво ҳароратидан фарқли ҳароратга эга бўлганда ҳар бир сатҳда унга сузувчанлик кучи таъсир қилади. Бунинг натижасида бирлик массали ҳаво заррасини вертикал бўйича элементар dz масофага кўчириш учун иш бажарилади. (4.31) ни ҳисобга олсак, бу иш қуйидагига тенг:

$$dN_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz. \quad (4.36)$$

Статиканинг асосий тенгламаси ва қуруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасини ҳисобга олсак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$dN_i = -R_q(T_i - T_e) \frac{dP}{P} \quad (4.37)$$

(4.37) ни $N_i=0$ бўлган P_1 дан $N_i=N$ бўлган P_2 гача интеграллаймиз ва қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$N = 2,3R_q(T_i - T_e) \lg \frac{P_2}{P_1}, \quad (4.38)$$

бу ерда N – босим P_1 ва P_2 бўлган сатҳлар орасидаги қатламнинг нотурғунлик энергияси.

Нотурғун стратификация ҳолида $(T_i - T_e) > 0$ ёки $\gamma > \gamma_a$ ва нотурғунлик энергияси мусбат. Агар $T_i < T_e$ бўлса, у ҳолда нотурғунлик энергияси манфий. Бу ҳолда стратификация эгри чизиғи ҳолат эгри чизиғидан ўнроқда ётади.

Метеорологик кузатишлар ва атмосферани зондаш натижаларини таҳлил қилишда термодинамик графиклар деб аталувчи *аэрологик диаграммалар* кенг қўлланилади (13-расм). Тўғри тўртбурчак шаклидаги диаграмма бланкининг абсциссалар ўқи бўйлаб ҳарорат ($t^\circ\text{C}$), ординаталар ўқи бўйлаб логарифмик шкаладаги босим ($\lg P$) жойланади. Бланкда шунингдек атмосфера ҳолатини таҳлил қилиш учун керак бўлган қуйидаги эгри чизиклар оилалари туширилган:

- изотермалар – ордината ўқига параллел тўғри чизиклар (-80 дан 40° ҳароратгача 1°C ораликда ўтказилган);

- изобаралар - абсцисса ўқига параллел тўғри чизиклар (босимнинг 1050 дан 10 гПа қийматигача 10 гПа ораликда ўтказилган);

- қуруқ адиабаталар – қуруқ ёки тўйинмаган нам зарранинг ҳолат эгри чизиклари;

- нам адиабаталар – тўйинган нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиклари;

- изограммалар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг тенг қийматлари эгри чизиклари;

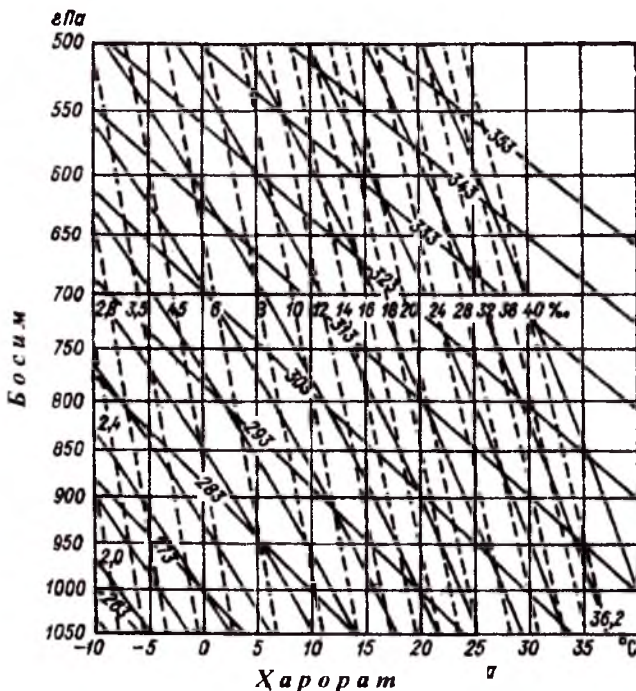
- қатламнинг берилган ўртача ҳароратида асосий изобарик сиртлар орасидаги масофа (гп.м да);

- тўйиниш ҳолатидаги виртуал қўшимчалар.

Тўғри тўртбурчак бланклар билан бир қаторда амалиётда аэрологик диаграммаларнинг оғма бурчакли бланклари ҳам қўлланилади. Унда изотермалар оғма тўғри чизиклардан ташкил топади.

Аэрологик диаграммалар ёрдамида атмосфера ҳолатининг қуйидаги характеристикаларини ҳисоблаш мумкин:

- термодинамик ҳароратлар (потенциал, псевдопотенциал ва бошқалар);
- конденсация сатҳи;
- нотурғунлик энергияси ва бошқалар.



13-расм. Аэрологик диаграмма.

Катта оғиш бурчакли узлуксиз чизиклар – курук адиабаталар,
 кичик оғиш бурчакли чизиклар – нам адиабаталар, пунктир
 чизиклар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг
 изочизиклари.

Асосий хулосалар

1. Энергия айланиши ва иссиқлик узатилиши таъсирида атмосфера ҳолати ўзгаришининг асосий қонуниятлари термодинамиканинг биринчи қонуни билан тавсифланади ва у атмосфера жараёнларини тушунтириш учун қулай кўринишга келтирилади.

2. Дастлабки яқинлашувда атмосферадаги термодинамик жараёнларни қуруқ ва тўйинмаган нам ҳавода қуруқ адиабатик, тўйинган нам ҳавода нам адиабатик деб қабул қилиш мумкин. Термодинамик ҳароратлар ушбу жараёнларнинг характеристикалари ҳисобланади.

3. Ҳароратнинг реал ва адиабатик градиентлари орасидаги нисбат, шунингдек нотурғунлик энергияси ҳаво массасининг нотурғунлик мезонлари ҳисобланади. Вертикал бўйлаб чўзилган қатламлар учун нисбий намликнинг баландлик бўйича ўзгаришини ҳисобга олиш зарур.

Назорат саволлари

1. Термодинамиканинг атмосфера физикасида қўлланиладиган биринчи қонуни тенгламасини келтириб чиқаринг.

2. Қандай жараёнлар адиабатик, қуруқ адиабатик деб аталади? Қуруқ адиабата учун Пуассон тенгламасини келтириб чиқаринг.

3. Потенциал ҳарорат нима? У қандай хоссаларга эга?

4. Ҳаво заррачасининг тўлиқ энергияси учун тенгламани келтириб чиқаринг.

5. Потенциал энергия энтропия билан қандай боғланган? Изоэтропик таҳлил қандай мақсадда қўлланилади?

6. Нам ва псевдоадиабатик жараёнларни характерлаб беринг.

7. Конвекция тенгламасининг мазмунини тушинтириб беринг. Қуруқ ва нам тўйинган ҳавога нисбатан турғунлик мезонларини ҳосил қилинг.

8. Атмосфера стратификацияси қандай суткалик ўзгаришга эга? Турли ҳаво массаларида-чи?

9. Атмосферада потенциал нотурғунлик ва потенциал турғунлик қачон ва қандай юзага келади?

10. Нотурғунлик энергияси нима?

11. Термодинамик графиклар нима? Улар қандай мақсадларда қўлланилади?

V БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ РАДИАЦИЯ РЕЖИМИ

Асосий тушунчалар

1. Нурланиш қонунлари

• **Иланк қонуни** – мутлақ қора жисм нурланиш спектрида энергиянинг тўлқин узунликлари бўйича тақсимооти қонуни.

• **Кирхгоф қонуни** – термодинамик мувозанат шароитида жисмнинг маълум тўлқин узунлиги λ ва мутлақ ҳарорати T учун нурлантириш қобилияти $e_{\lambda T}$ нинг жисм ютиш қобилияти $k_{\lambda T}$ га нисбати барча жисмлар учун доимий катталиқ бўлиб, шу шароитлардаги мутлақ қора жисмнинг (идеал ҳарорат нурлатувчи) нурлантириш қобилияти $E_{\lambda T}$ га тенг.

• **Стефан-Больцман қонуни** – мутлақ қора жисм учун тўлиқ нурлантириш қобилияти нурланиш оқимининг жисм мутлақ ҳарорати T га боғланиши ифодаси: $B = \delta T^4$, бу ерда δ – Стефан-Больцман доимийси.

• **Вин қонуни** – мутлақ қора жисм нурланишининг максимал тўлқин узунлиги λ_{max} ва жисм мутлақ ҳарорати T орасидаги боғланиш ифодаси.

2. Радиациянинг ютилиши – моддаларга тушувчи нурли энергиянинг бошқа энергия турларига, айниқса иссиқликка (одатда қисман) айланиши. Атмосферада қуёш радиацияси, ер нурланиши ва атмосферанинг бошқа қатламлари нурланиши ютилади. Радиациянинг бундай ютилиши танлама бўлиб, асосан сув буғи, озон, углеводород икки оксиди газлари, камроқ кислород, шунингдек ҳаводаги коллоид аралашмалар томонидан ютилади. Атмосферада келаётган қуёш радиациясининг 15% га яқини ва ер сирти нурланишининг катта қисми ютилади.

3. Радиациянинг сочилиши – қуёш радиациясининг турли синдириш коэффициентига эга бўлган атмосфера газлари молекулалари ва аэрозол зарраларида сочилиши. Тартибсиз иссиқлик ҳаракати оқибатида зичлик флюктуацияларини шакллантирувчи ва бунинг оқибатида атмосферанинг оптик биржинсли эмаслигига олиб келувчи ҳаво молекулаларидан сочилиш атмосферада радиация сочилишининг катта қисмини ташкил этади.

Бу молекуляр сочилиш Релей қонуни бўйича сочилишга жуда яқин, яъни сочилаётган радиация тўлқин узунлигининг тўрттинчи даражасига тескари пропорционал. Йирикрок аэрозоль зарраларидан сочилиш тўлқин узунлигининг кичикрок даражаларига тескари пропорционал (Ми қонуни), туман, булут ва шивалама томчиларидан сочилиш эса тўлқин узунлигига боғлиқ бўлмай диффуз акс эттириш табиатига эга.

4. Метеорологик кўринувчанлик узоклиги – уфқдаги чўзинчок қора объектнинг кундузи осмон фонидаги кўринувчанлиги.

5. Туман пардаси (димка) – кўз билан ажратиб бўлмайдиган муаллақ ҳолдаги майда сув томчилари ва муз кристалларининг йиғилиб қолиши оқибатида ер сирти яқинида ҳавонинг кучсиз хираланиши.

6. Атмосфера шаффофлиги – атмосферанинг у ёки бу тўлқин узунликли радиацияни (ёруғликни) ўтказиш қобилияти. Жисмнинг сирти орқали ўтувчи радиация жадаллигининг жисмга тушувчи радиацияга нисбати билан аниқланади.

5.1. Қуёш радиацияси. Спектрал таркиби. Қуёш доимийси

Қуёш нурлаган электромагнит энергияси *қуёш радиацияси* ёки *нурли энергия* деб аталади. Ер сиртига етиб келган қуёш радиациясининг асосий қисми иссиқликка айланади. Сайёрамиз учун қуёш радиацияси ягона энергия манбаидир.

Ҳарорати мутлақ нолдан юқори бўлган барча жисмлар ўзидан радиация нурлайди. Метеорологияда нурланаётган жисмнинг ҳарорати ва нурланиш қобилияти билан белгиланадиган ҳароратга боғлиқ радиация кўрилади.

Жисмнинг нурланиш қобилияти деб бирлик вақт давомида бирлик юзадан ($S=1 \text{ м}^2$) барча йўналишларда нурланаётган энергия миқдори тушунилади. Бу катталиқ нурли оқим ёки радиация оқими деб ҳам аталади. СИ тизимида унинг ўлчов бирлиги $\text{Ж/м}^2\cdot\text{с}$ ёки Вт/м^2 .

Ўз навбатида нурланаётган жисм атрофдаги жисмлардан келаётган энергияни ютади. Жисм ва атроф-муҳит орасида нурланган ва ютилган энергия фарқлари билан белгиланадиган *нурли иссиқлик алмашинуви* юзага келади. Иссиқлик мувозанатида иссиқлик келиши унинг йўқотилиши билан мувозанатда бўлади. Ер шари *нурли*

мувозанат ҳолатида бўлади, чунки у қуёш радиациясини ютади ва нурланиши орқали йўқотади.

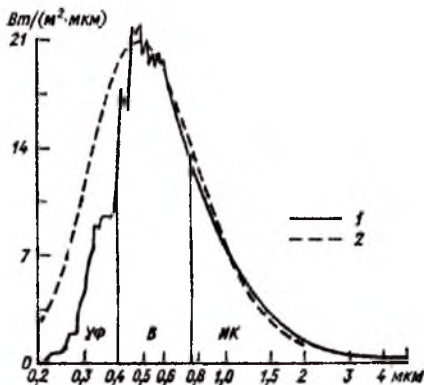
Радиация нурлаётган жисм совийди, яъни унинг ички энергияси нурли энергияга айланади. Радиация ютилишида эса нурли энергия ички энергия, кейинчалик эса энергиянинг бошқа турларига айланади.

Жисмларнинг ютиш ва нурлаш хоссалари мутлақ қора жисмга тааллуқли Кирхгоф, Планк, Вин ва Стефан-Болцман қонунлари билан тавсифланади. Тўлқин узунлигидан қатъий назар келаётган радиацияни бутунлай ютадиган жисм *мутлақ қора жисм* деб аталади. Бу қонунлар бўйича нурланаётган жисмнинг ҳарорати қанча баланд бўлса, у шунча кўпроқ энергияни олади (ютади). Ҳарорат ортиши билан энергия максимуми қисқа тўлқинлар томонига сурилади.

Қуёш нурланиши мутлақ қора жисмнинг нурланиш қонунлари билан тавсифланади, Ер нурланиши эса бундан биров фарқ қилади.

Қуёш электромагнит тўлқинларни кенг диапазонда нурлайди: гамма-нурлардан то радиотўлқинларгача. Метеорологияда 0,1 мкм дан 4 мкм гача тўлқинлар диапазонида тўғри келадиган Қуёш радиацияси кўрилади, чунки бу тўлқинлар диапазонида Қуёш радиациянинг 99% энергияси тўғри келади. Бу тўлқинлар диапазонидаги радиация қисқа тўлқинли радиация деб аталади. Қуёш радиация энергиясининг тўлқинлар узунлиги бўйича ўзгариши қуёш радиацияси спектри деб номланади (14-расм).

Қуёш радиацияси спектрини шартли равишда бир неча қисмларга бўлиш мумкин. 0,1÷0,39 мкм тўлқинлар диапазонидаги радиация – *ультрабинафша радиация* деб номланади. Бу диапазондаги радиацияга қуёш радиациянинг 9% энергияси тўғри келади. Кўринувчан радиация 0,40 дан 0,76 мкм гача тўлқинлар диапазонини эгаллайди ва бу диапазонга қуёш радиациясининг 47% энергияси тўғри келади. Инфрақизил нурланиш (0,76÷4 мкм) қуёш нурланишининг тахминан 44% ини ташкил қилади.



14-расм. Атмосферага киргунга қадар қуёш радиацияси спектридаги (1) ва 6000 К ҳароратли мутлақ қора жисм спектридаги (2) энергия тақсимоти.

Спектр соҳалари: УБ – ультрабинафша,

К – кўринувчан, ИҚ – инфрақизил.

Қуёш радиация спектрининг максимуми тахминан 0,475 мкм тўлқин узунлигига, яъни кўринувчан радиациянинг кўк-ҳаво ранг ранглирига тўғри келади. Тажрибадан аниқланган қуёш радиацияси спектрини ҳарорати тахминан 6000 К га тенг бўлган мутлақ қора жисмнинг Планк қонуни бўйича ҳисобланган нурланиш спектри билан таққослаш, уларнинг деярли бир хиллигини кўрсатади (14-расм). Спектрнинг ультрабинафша радиация диапазонида баъзи фарқлар кўзга ташланади. Бундан, қатъий айтганда, Қуёш мутлақ қора жисм эмаслиги ҳақида хулоса қилинади.

Қуёш доимийси – бу Ердан Қуёшгача бўлган ўртача масофада, атмосферанинг юқори чегарасида қуёш нурларига перпендикуляр бирлик юзага бирлик вақт давомида келган қуёш радиацияси миқдоридир. Ер усти ўлчовлари, сунъий йўлдошлар ва космик кемалардан олинган кузатишлар натижасида ҳозирги пайтда қуёш доимийсининг сон қиймати $1,367 \pm 0,007$ кВт/м² га тенг эканлиги аниқланган.

Ер орбитаси чўзилган эллипс бўлганлиги учун (Қуёшдан ма-софа январда – 147 млн. км, июлда – 152 млн. км), йил мобайнида қуёш доимийсининг сон қиймати $\pm 3,5\%$ га ўзгаради. Қуёш доимий-сининг қийматига Қуёш фаоллиги ва бошқа астрономик омиллар таъсир қилади.

Бир йилда ер сиртининг ҳар 1 км^2 майдонига ўртача $4,27 \cdot 10^{16}$ Ж иссиқлик етиб келади. Бундай миқдордаги энергияни олиш учун 400 минг тонна тошкўмирни ёндириш керак. Баҳолашларга кўра, Ер шаригаги барча тошкўмир захиралари ёндирилса, 30 йил мобайнида Қуёшдан келган радиация оқими миқдорига тенг бўлади. Қуёш Ерга бугун Ер шаригаги электростанциялар бир йилда ишлаб чиқарган энергия миқдорига тенг бўлган энергияни 1,5 суткада беради. Шу билан бирга, Ерга етиб келаётган қуёш радиацияси Қуёш бераётган жами нурланишнинг тахминан 2 млрд. дан бир қисмини ташкил этади.

Шундай қилиб, қуёш энергиясининг улкан потенциал захиралари ундан Ерда ягона энергия манбаи сифатида фойдаланиш имконини беради.

5.2. Иссиқлик нурланишининг асосий қонунлари

Бирор жисмга тушаётган нурли радиация қисман ютилади, қисман қайтарилади, маълум бир қисми эса бу жисмдан ўтади:

$$F_1' + F_1'' + F_1''' = F_1, \quad (5.1)$$

бу ерда F_1' – ютилган радиация миқдори, F_1'' – қайтарилган радиация миқдори, F_1''' – жисмдан ўтган радиация миқдори, F_1 – жисмга тушаётган радиациянинг умумий миқдори.

(5.1) формулани F_1 га бўлсак, уни нисбий катталикларда ифодалаган бўламиз:

$$\frac{F_1'}{F_1} + \frac{F_1''}{F_1} + \frac{F_1'''}{F_1} = 1$$

ёки

$$a_1 + r_1 + d_1 = 1, \quad (5.2)$$

бу ерда a_1 – жисмнинг ютиш қобилияти, r_1 – жисмнинг қайтариш қобилияти, d_1 – жисмнинг ўтказиш қобилияти. Қаттиқ жисмлар учун $d_1 = 0$ ва, демак

$$a_1 + r_1 = 1. \quad (5.3)$$

λ индекси барча катталиклар муайян тўлқин узунлиги учун кўрилатганлигини билдиради.

(5.3) ифодадан ютилган радиация қисми $F'_\lambda = a_\lambda F_\lambda$, қайтарилган қисми эса $F''_\lambda = r_\lambda F_\lambda = (1 - a_\lambda) F_\lambda$ га тенглиги келиб чиқади.

Мутлақ қора жисмлар учун $r_\lambda = 0$, $a_\lambda = 1$, яъни жисмга тушаётган радиация бутунлай ютилади. Табиатда мутлақ қора жисмлар йўқ, лекин қисқа тўлқинли радиация диапазонида қурум ва қора платина, инфрақизил радиация диапазонда эса – оддий қор мутлақ қора жисмларга энг яқин бўлади.

Агар бирорта жисмга тушаётган радиация бутунлай қайтарилса ($r_\lambda = 1$, $a_\lambda = 0$), бу жисм *мутлақ кўзгу жисм* деб аталади.

Кирхгоф қонуни.

Термодинамик мувозанат шароитида Φ_λ жисм спектрал нурлатиш қобилятининг унинг a_λ ютиш қобилятига нисбати барча жисмлар учун λ тўлқин узунлигига ва T ҳароратга боғлиқ бўлган бир хил $B(\lambda, T)$ функциядир:

$$\frac{\Phi_\lambda}{a_\lambda} = B(\lambda, T). \quad (5.4)$$

Мутлақ қора жисмлар учун $a_\lambda = 1$, демак $B(\lambda, T) = (\Phi_\lambda)_{\text{мқжс}}$, яъни $B(\lambda, T)$ – бу мутлақ қора жисмнинг спектрал нурлатиш қобилятидир.

Барча табиий жисмлар учун $a_\lambda < 1$, демак, маълум λ тўлқин узунлиги ва T ҳароратда мутлақ қора жисм максимал спектрал нурлатиш қобилятига эга, яъни $\Phi_\lambda < B(\lambda, T)$.

Планк қонуни.

Мутлақ қора жисмнинг нурлатиш қобиляти қуйидаги аналитик функция орқали ифодаланади:

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1}, \quad (5.5)$$

бу ерда $c_1 = 3,741832 \cdot 10^{-16}$ Вт·м², $c_2 = 1,438786 \cdot 10^{-2}$ м·К – доимийлар, λ – тўлқин узунлиги, T – мутлақ ҳарорат (Келвинда).

Виннинг биринчи қонуни.

Мутлақ қора жисм нурлаган энергия максимумига тўғри келадиган тўлқин узунлиги унинг мутлақ ҳароратига тесқари пропорционал:

$$\lambda_{\max} = \frac{c'}{T}, \quad (5.6)$$

бу ерда $c' = 0,28976 \cdot 10^{-2}$ м·К – доимий.

15-расмдан кўриб турибмизки, жисмнинг ҳарорати қанча юқори бўлса, энергия максимумига тўғри келадиган тўлқин узунликлари қисқа тўлқинлар томонига шунча кўпроқ силжийди ва аксинча, яъни қуйидаги муносабатлар ўринли:

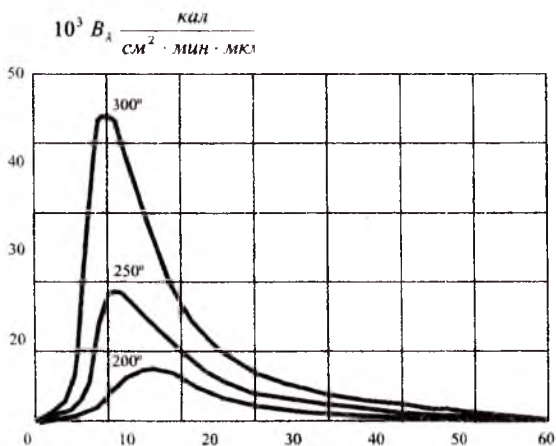
$$T_1 > T_2 > T_3, \quad (\lambda_{B\max})_1 < (\lambda_{B\max})_2 < (\lambda_{B\max})_3 \quad (5.7)$$

Виннинг иккинчи қонуни.

Мутлақ қора жисмнинг максимал нурлатиш қобилияти жисм мутлақ ҳароратининг бешинчи даражасига пропорционал:

$$B_{\max}(\lambda, T) = c'' T^5, \quad (5.8)$$

бу ерда $c'' = 1,301 \cdot 10^{-5}$ Вт/(м³·К⁵) – доимий.



15-расм. Мутлақ қора жисм нурланиш спектридаги энергиянинг тақсимооти (Планк эгри чизиклари).

Стефан-Болцман қонуни.

Мутлақ қора жисмнинг тўлиқ нурлатиш қобилияти жисм мутлақ ҳароратининг тўртинчи даражасига пропорционал:

$$B = \delta \cdot T^4, \quad (5.9)$$

бу ерда $\delta = 5,67032 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) - Стефан-Болцман доимийси.

Мутлақ қора жисм тушунчаси билан бир вақтда кул ранг жисм тушунчаси киритилади. Барча тўлқин узунликлари учун ютиш қобилияти бир хил бўлган жисм *кул ранг жисм* деб аталади: $a_\lambda = a = \text{const}$. Кул ранг жисмнинг нурлатиш қобилияти мутлақ қора жисм нурлатиш қобилиятининг маълум бир қисмини ташкил қилади, яъни $F = aB$.

5.3. Атмосферада қуёш радиациясининг ютилиши ва сочилиши

Қуёш радиацияси атмосферадан ўтиб, ер сиртига етиб келгунча ўзгаради. Атмосферадаги ҳаво молекулаларида ҳамда қаттиқ ва суюқ аралашмаларда (аэрозоль) қуёш радиацияси сочилади. Қуёш радиацияси ҳаводаги газ ва аэрозолларда қисман ютилади. Сочилиш ва ютилиш жараёнлари *селектив* (танлама) характерга эга бўлганлиги учун, атмосферадан ўтаётгач қуёш радиациясининг спектрал таркиби ҳам ўзгаради.

Атмосферада қуёш радиациясининг ютилиши катта бўлмайди ва асосан инфракизил тўлқинлар диапазонида кузатилади.

Азот қуёш радиациясини фақат ультрабинафша тўлқинлар диапазонида ютади. Спектрнинг бу қисмида қуёш радиациясининг энергияси нихоятда кичик бўлганлиги учун, азотда қуёш радиациясининг ютилиши радиация интенсивлигига деярли таъсир кўрсатмайди. Кислород ҳам қуёш радиациясини кам миқдорда ютади. Ютилиш кўринувчан спектрнинг икки энсиз қисмида ва ультрабинафша қисмда юз беради.

Озон Қуёш радиациясини кучли ютади. Ҳавода, ҳатто стратосферада ҳам, унинг миқдори кам бўлганига қарамай, у ультрабинафша радиацияни деярли бутунлай ютади ва натижада ер сирти яқинида қуёш спектрида 0,29 мкм дан қисқа тўлқинлар кузатилмайди.

Карбонат ангидрид газини Қуёш радиациясини инфракизил тўлқинлар қисмида кучли ютади, бироқ унинг атмосферадаги

миқдори кам ва шу сабабли ютилиш ҳам кам. Асосан тропосфера ва унинг куйи қатламларида мавжуд бўлган сув буғи атмосферада радиациянинг асосий ютувчиси ҳисобланади. Унинг ютиш полосалари қуёш радиациясининг инфрақизил тўлқинлар диапазонида жойлашган. Атмосферадаги сув томчилари (булутлар) ва чанг заррачалари ҳам Қуёш радиациясини яхши ютади.

Саҳроларда ўтказилган спектрал кузатишлар атмосфера чанги қуёш доимийсини 4-5% гача камайтириши мумкинлигини кўрсатади. Атмосфера кучли хираланганида (айниқса шаҳарларда) Қуёш радиациясининг ўта кучли ютилиши кузатилади.

Умуман, Ер сиртига тушаётган Қуёш радиациясининг 15-20% атмосферада ютилади. Кўрилаётган жойда ҳаводаги ютувчи моддалар миқдори (сув буғи, чанг, булутлар) ва Қуёшнинг горизонтдан баландлигига (атмосферада қуёш нури босиб ўтадиган масофа), яъни нурлар ўтувчи ҳаво қатламининг қалинлигига боғлиқ ҳолда ютилиш вақт ўтиши билан ўзгаради.

Ютилиш натижасида Қуёш радиацияси энергиянинг бошқа турларига (асосан, иссиқлик, атмосферанинг юқори қатламларида эса ионланиш жараёнида электр энергиясига ҳам) айланади.

Атмосфера Қуёш радиацияси оқимларига нисбатан хира муҳитдир. Атмосфера хиралиги атмосферада турли хил аралаш-маларнинг мавжудлигига боғлиқ. Бирок, атмосферада аралашмалар бўлмаса ҳам, у хира муҳит деб ҳисобланади. Молекулаларнинг иссиқлик ҳаракатида юз берувчи зичлик ўзгаришларига олиб келадиган молекулалар комплекслари ҳам хиралик элементлари ҳисобланади.

Ҳаво зичлиги флукутацияларида юзага келган радиация сочилиши *молекуляр ёки Релей сочилиши* (бу ҳодисани биринчи бўлиб тавсифлаган инглиз олими шарафига), аралашма заррачаларида кузатиладиган сочилиш эса *аэрозол сочилиши ёки Ми сочилиши* (ҳинд физиги шарафига) деб аталади.

Сочишлишнинг физикавий моҳияти тушаётган электромагнит тўлқиннинг ўзгарувчи майдони ва муайян муҳитда жойлашган зарра ўртасидаги ўзаро таъсирнинг ўзига хос шаклидадир. Нур билан тўқнашгандан сўнг зарранинг ўзи янги электромагнит тўлқин, яъни сочилган радиация манбаига айланади.

Релей сочилиши икки хусусиятга эга. Биринчидан, сочилган радиация миқдори тушаётган радиациянинг тўлқин узунлигига

боғлиқ. Сочилган радиация интенсивлиги i_λ сочилаётган нурлар тўлқин узунлигининг тўртинчи даражасига тескари пропорционал:

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} J_\lambda, \quad (5.10)$$

бу ерда $J_\lambda - \lambda$ тўлқин узунлигида тушаётган радиациянинг интенсивлиги, a – пропорционаллик коэффициентини.

Агар қизил ранг учун ($\lambda=0,7$ мкм) сочилиш интенсивлигини 1 га тенг деб ҳисобласак, у ҳолда кўринувчан радиация диапазонидаги қисқарок тўлқинли радиация учун қуйидагиларни ёзиш мумкин:

λ мкм	0,62	0,57	0,52	0,47	0,44
$K_\lambda/K_{0,7}$	1,6	2,2	3,3	4,9	6,4

Демак, солчилган радиацияда қисқарок тўлқинларнинг (бинафша, кўк, ҳаво ранг) ҳиссаси тез ортиб боради.

Иккинчидан, тушаётган нурнинг йўналиши бўйлаб сочилган нурнинг ёруғлиги максимал, кўндаланг йўналишда эса минимал бўлади. Демак, нафақат ер сирти томон, балки коинот томонга ҳам сочилиш содир бўлади. Таъкидлаш лозимки, тушаётган кутбланмаган нурдан фарқли сочилган нур қисман кутбланган бўлади. Шу билан бирга, осмон гумбазининг турли қисмларидан келаётган радиация турлича кутбланиш даражасига эга.

Аэрозол сочилиш, шу жумладан майда сув томчилари ва муз кристалларидан сочилишда, сочилган нурнинг интенсивлиги тўлқин узунлигининг биринчи ёки иккинчи даражасидаги тескари пропорционал. Шунинг учун, бундай заррачаларда сочилган радиация молекулаларда сочилган радиациядек қисқа тўлқинларга бой бўлмайди. Бундан ташқари, заррача қанча катта бўлса, тушаётган нур йўналишида сочилиш шунча кучлироқ бўлади.

Аэрозол сочилишда ёруғликнинг кутбланиш даражаси молекуляр сочилишдагига нисбатан анча кичик.

Атмосферада куёш радиациясининг сочилиши ва ютилиши жараёнлари натижасида спектрал таркибнинг узунроқ тўлқинлар томонига ўзгариши кузатилади. Юқорида қайд қилинганидек, атмосферанинг юқори чегарасида куёш радиациясининг 9% ультрабинафша (УБ), 47% - кўринувчан (К) ва 44% - инфрақизил

(ИК) радиация қисмларига тўғри келади. Куёш тиккада бўлганида ($h_0=90^\circ$) бу муносабатлар қуйидагича ўзгаради: УБ – 4%, К - 46%, ИК - 50%. Куёшнинг горизонтдан баландлиги 30° га тенг бўлганда куёш энергиясининг 3% ультрабинафша, 44% - кўринувчан ва 53% - инфрақизил радиация спектрларига тўғри келади. Ва, ниҳоят, Куёш уфқда бўлганда (ботишдан олдин) куёш радиациясининг 28% и кўринувчан радиация, 72% и эса инфрақизил радиацияни ташкил қилади.

Атмосферада кузатиладиган баъзи оптик ҳодисалар куёш радиациясининг сочилиши ва ютилиши билан боғлиқ.

Тоza атмосферада сочилиш жараёнлари натижасида Ер сирти яқинида Куёш спектрида кўринувчан қисқа тўлқинлар устун бўлади. Куёш спектрида энергия максимуми кўк-ҳаворанг тўлқин узунликларига тўғри келгани учун тоza атмосферада осмоннинг туси кўк-ҳаворанг бўлади. Атмосфера қанча тоza ва қуруқ бўлса, осмоннинг туси шунча кўк бўлади.

Ҳавода аэрозол заррачаларнинг миқдори ортиши билан, куёш спектрида узун тўлқинларнинг улуши ортади ва осмоннинг туси оқимтир бўлади.

Куёш уфқда бўлганда у сариқ ёки қизил тусни олади. Бу атмосферада куёш нурлари босиб ўтган ҳаво қатламининг қалинлиги билан боғлиқ. Ҳаво қатлами қанча қалин бўлса, ютилиш ва сочилиш жараёнлари шунча кучли бўлади ва Ер сиртигача кўринувчан радиациянинг энг узун – қизил нурлари етиб келади.

Кундузи куёш радиациясининг атмосферада сочилиши сочилган ёруғликни юзага келтиради. Агар Ерда атмосфера бўлмаганида фақат тўғри ёки қайтган куёш нурлари тушган жойлар ёруғ бўлар эди. Сочилиш жараёнлари натижасида кундузи бутун атмосфера ёруғлик манбаи бўлиб хизмат қилади – кундузи куёш нурлари тушмаган жойлар ҳам ёруғ, бутунлай булутлиликда булут остидаги атмосфера қатламида сочилган радиация ёруғлик ҳосил қилади.

Кўринувчанликнинг горизонтал ёки метеорологик узоқлиги кўринувчан радиациянинг сочилиши билан боғлиқ.

Жуда тоza ҳавода (масалан, арктик ҳавода) кўринувчанлик узоқлиги бир неча юз километргача етиши мумкин. Бундай ҳавода ёруғликнинг сочилиши асосан фақат атмосфера газларининг молекулаларида содир бўлади. Агар ҳавода чанг ёки конденсация маҳсулотлари кўп миқдорда кузатилса, кўринувчанлик бир неча

километр ва метрларгача камаяди. Масалан, кучсиз туманда кўринувчанлик узоклиги 500-1000 м тартибида бўлса, кучли туманда ёки чанг бўронида кўринувчанлик 50 м ва ундан кам бўлиши мумкин. Агар кўринувчанлик узоклиги кичик, бироқ бир километрдан каттарок бўлса, бу ҳолда туман эмас, балки туман пардаси тўғрисида гапириш мумкин.

5.4. Кучсизланиш қонуни. Атмосферанинг шаффофлик характеристикалари

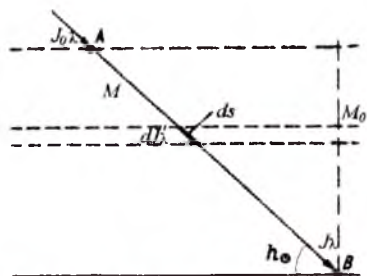
Атмосферада сочилиш ва ютилиш жараёнлари натижасида қуёш радиацияси кучсизланади. Қуёш радиациясининг кучсизланиши ҳавонинг таркиби ва зичлиги ҳамда қуёш нурлари босиб ўтган масофасига боғлиқ.

Радиациянинг монохроматик (маълум λ тўлқин узунликли) оқими учун қуёш радиациясининг кучсизланиши формулалари энг содда кўринишга эга.

Баландлик бўйича ҳаво таркиби ва зичлиги ўзгариши сабабли, dJ'_λ радиация кучсизланишини ρ зичликка эга бўлган атмосферанинг юпқа dS қатламида кўрайлик (16-расм):

$$dJ'_\lambda = -\alpha_\lambda J'_\lambda \rho \cdot dS, \quad (5.11)$$

бу ерда J'_λ – кўрилаётган қатламнинг юқори чегарасига тушаётган радиация миқдори, α_λ – кучсизланишнинг масса кўрсаткичи деб аталувчи m^2/kg ларда ўлчанадиган пропорционаллик коэффициентини.



16-расм. Бугер формуласини келтириб чиқаришга доир.

α_λ коэффициенти қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилишини умумлашган ҳолда ҳисобга олади. У тўлқин узунлигига боғлиқ, чунки сочилиш ва ютилиш жараёнлари танлаш характерига эга. Бутун атмосфера қатлами учун бу коэффициентнинг бирор ўртача қийматини қабул қиламиз. (5.11) ифодани қуёш радиацияси $J_{\lambda 0}$ га тенг бўлган

А нуктадан куёш радиацияси J_λ га тенг бўлган В нуктагача интеграллаймиз:

$$\int_{J_{\lambda 0}}^{J_\lambda} \frac{dJ'_\lambda}{J'_\lambda} = -\alpha_\lambda \int_A^B \rho \cdot dS \quad \text{ёки} \quad J_\lambda = J_{\lambda 0} e^{-\alpha_\lambda \int_A^B \rho \cdot dS}. \quad (5.12)$$

$\alpha_\lambda \int_A^B \rho \cdot dS = M$ ифода – бирлик юзали атмосфера устундаги ҳавонинг массасидир. α_λ коэффициентининг физикавий мазмунини аниқлайлик. $\rho \cdot dS = 1 \text{ кг/м}^2$ тенг бўлсин, унда (5.11) қуйидагича ёзилади:

$$\alpha_\lambda = -\frac{dJ'_\lambda}{J'_\lambda}. \quad (5.13)$$

Демак, кучсизланишининг масса кўрсаткичи бирлик массали ҳаво устунда радиациянинг нисбий камайишига тенг бўлади.

$m = M/M_0$ тенг бўлган нисбатни киритамиз, бу ерда M_0 – бирлик юзали вертикал устундаги ҳавонинг массаси. m катталиқ *атмосферанинг оптик массаси* деб аталади, у Куёшнинг горизонтдан баландлигига h_Φ боғлиқ.

Куёшнинг горизонтдан баландлиги 30° дан ортса, атмосфера оптик массасини h_Φ орқали ифодалаш мумкин (16-расмга қаранг):

$$M = M_0 \operatorname{cosec} h_\Phi \quad \text{ёки} \quad m = \operatorname{cosec} h_\Phi. \quad (5.14)$$

Куёшнинг турли бурчак баландликларида атмосферанинг оптик массаси қуйидаги қийматларга эга:

h_Φ	90	80	60	50	40	30	20	10	5	3	0
m	1,00	1,02	1,06	1,16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	15,40	35,40

M ва m ифодаларидан фойдаланиб (5.12) ифодани ўзгартирамиз:

$$J_\lambda = J_{\lambda 0} e^{-m M_0}. \quad (5.15)$$

Атмосферанинг оптик қалинлиги (ёки кучсизланиш коэффициенти) деб номланган $\tau_\lambda = \alpha_\lambda \cdot M_0$ катталики киритамиз ва (5.15) ифодани қуйидагича ёзамиз:

$$J_\lambda = J_{\lambda 0} e^{-\tau_\lambda} . \quad (5.16)$$

Бу формула Бугге-Ламберт қонуни ёки кучсизланиш қонунини ифодалайди.

Амалда атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланишини характерлаш учун *атмосферанинг шаффофлик коэффициентини* тушунчаси киритилади:

$$P_\lambda = e^{-\tau_\lambda} . \quad (5.17)$$

У ҳолда (5.16) қуйидагича ифодаланеди:

$$J_\lambda = J_{\lambda 0} P_\lambda^m , \quad (5.18)$$

агар Қуёш тиккада бўлса ($m=1$):

$$J_\lambda = J_{\lambda 0} P \quad \text{ёки} \quad P_\lambda = \frac{J_\lambda}{J_{\lambda 0}} . \quad (5.19)$$

Демак, шаффофлик коэффициентини Қуёш тиккада бўлганида радиация оқимининг қанчаси Ер сиртига етиб келишини кўрсатади.

Шаффофлик коэффициентини ҳаво массасининг физикавий хусусиятларини тавсифлайди. Ҳавода қуёш радиациясини ютадиган газлар ва аэрозол аралашмалар миқдори қанча кўп бўлса, шаффофлик коэффициентини шунчалик кичик бўлади. Шу билан бирга монохроматик оқим учун шаффофлик коэффициентини Қуёшнинг бурчак баландлиги, демак атмосферанинг оптик массасига боғлиқ эмас.

Шаффофлик коэффициентини тўлқин узунлигининг функция-сидир. Назарий ҳисоблашлар идеал (тоза ва қуруқ) атмосфера учун қуйидаги боғланишларни кўрсатади:

$\lambda,$	0,35	0,39	0,45	0,50	0,60	0,70	0,80	1,00	2,00
мкм									
P_λ	0,551	0,685	0,812	0,874	0,938	0,966	0,980	0,992	0,999

Бу боғланиш идеал атмосферадаги сочилиш кучсизланишининг асосий жараёни эканлиги билан тушинтирилиб, қисқа тўлқинлар учун энг кучли ифодаланеди.

Радиация оқимининг умумий (интеграл) кучсизланиши ифодасини ҳосил қилиш учун уни барча тўлқин узунликлари бўйича интеграллаш керак:

$$J = \int_0^{\infty} J_{\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} J_{\lambda 0} P_{\lambda}^m d\lambda. \quad (5.20)$$

Тўлқин узунлигига боғлиқлиги сабабли бу интегрални ҳисоблаш етарлича қийин. Шунинг учун P_{λ} нинг бирор ўртача қиймати киритилади ва қуйидаги ифода ҳосил қилинади:

$$J = J_0 P^m. \quad (5.21)$$

бу ерда P – интеграл шаффофлик коэффиценти.

5.5. Атмосфера шаффофлигининг интеграл характеристикалари

Шаффофлик коэффиценти атмосферанинг нафақат физикавий ҳолатига, балки m оптик массаси қийматига ҳам боғлиқ. m ортган сари шаффофлик коэффиценти P ҳам ортади. Гап шундаки, m ортиши билан Куёш радиациясининг спектрал таркиби ўзгаради – умумий радиация оқимида қисқа тўлқинли радиациянинг улуши камаяди, узун тўлқинли радиациянинг улуши эса ортади. Атмосфера узун тўлқинли радиация учун шаффофрок муҳит ҳисобланади. m оптик масса ва P шаффофлик коэффиценти орасидаги бундай боғланиш *Форбс эффементи* деб аталади. Форбс эффементи таъсирини бартараф қилиш учун шаффофлик коэффицентлари маълум оптик массага ($m=2$) келтирилади.

Шаффофлик коэффиценти қуйидаги формула бўйича ҳисобланади:

$$P_2 = \sqrt{\frac{J_{m=2}}{J_0}}, \quad (5.22)$$

бу ерда, J_0 - Куёш доимийси, $J_{m=2}$ - Ер сирги якинида Куёш нурига перпендикуляр бирлик юзага тушаётган ва $m=2$ оптик массага келтирилган Куёш радиацияси микдори.

Маълум оптик массага келтирилган реал атмосферанинг шаффофлик коэффициенти атмосферанинг физик ҳолатига, яъни атмосферадаги аралашмалар ва ютувчи газларнинг микдорига боғлиқ. Бундан ташқари шаффофлик коэффициенти кузатиш олиб борилаётган жой ва шу ҳудуд устидаги ҳаво массасининг типига ҳам боғлиқ. Шаффофлик коэффициенти одатда 0,5 дан 0,9 гача ўзгаради. Ўртача олганда қуйи кенгликларда юқори кенгликлардагига қараганда шаффофлик коэффициенти кичикроқ бўлади. Шаффофлик коэффициентининг ($m=2$ бўлганда) ўртача қийматлари атмосферанинг шаффофлиги юқори бўлганда – 0,826, катта бўлганда – 0,786, меъёрда бўлганда – 0,747, кичик бўлганда – 0,697, паст бўлганда – 0,652 ва жуда паст бўлганда 0,549 ни ташкил қилади. Шаффофлик коэффициенти яхши ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга.

Шаффофлик коэффициентининг атмосфера шаффофлигининг ўзгаришларига паст сезгирлиги унинг камчиликларидан бири ҳисобланади. Шунинг учун бошқа шаффофлик характеристикалари киритилади.

τ атмосферанинг оптик қалинлигини учта ташкил этувчидан иборат бўлган йиғинди билан ифодалаш мумкин:

$$\tau = \tau_i + \tau_b + \tau_a. \quad (5.23)$$

Бу ифодада τ_i - қуруқ ва тоза (идеал) атмосферада радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_b - атмосферадаги сув буғи ва карбонат ангидриди таъсирида радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_a - атмосферадаги аэрозоль таъсирида радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги.

Атмосферанинг хиралик омили қуйидагича ифодаланеди:

$$\frac{\tau}{\tau_i} = T. \quad (5.24)$$

Физикавий мазмуни бўйича хиралик омили – бу радиацияни реал атмосфера каби кучсизлантирадиган идеал атмосфералар сони. Хиралик омили доим 1 дан катта бўлади ($T > 1$).

(5.24) ифодани (5.16) га қўйсақ,

$$J = J_0 e^{-\tau m T} \quad \text{ёки} \quad J = J_0 P_i^{mT}. \quad (5.25)$$

(5.18) ва (5.25) ларни таққослашдан

$$P_i^m = P_i^{mT} \quad \text{ёки} \quad T = \frac{\lg P}{\lg P_i} \quad (5.26)$$

келиб чиқади.

(5.16) ва (5.18) тенгламалардаги λ индекслари бу тенгламалар интеграл шаффофлик учун ёзилганлиги сабабли тушириб қолдирилган.

Хиралик омилини ҳисоблаш учун қуйидаги ишчи формула қўлланилади:

$$T_2 = 11,5 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}}, \quad (5.27)$$

бу ерда J_0 - қуёш доимийси, $J_{m=2}$ – 2 га тенг бўлган оптик массага келтирилган тўғри қуёш радиацияси, $T - m=2$ бўлгандаги хиралик омили.

$m=2$ бўлганида хиралик омилининг қийматлари кенг чегарада ўзгаради ва ҳаво массасининг турига боғлиқ. Экваториал денгиз ҳавосининг шаффофлиги энг кичик, шунинг учун – $T=4,6$, тропик денгиз ҳавосида – $T=3,6$, тропик континентал ҳавода – $T=3,49$, ўрта кенгликлар континентал ҳавосида – $T=3,09$, денгиз ҳавосида – $T=2,66$, арктик континентал ҳавода – $T=2,45$. Арктик ҳаводаги хиралик омилининг энг катта қиймати 1,91 га тенг. Хиралик омили яхши ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга.

Интеграл шаффофликни ҳисоблаш учун яна бир характеристика – келтирилган шаффофлик кўрсаткичи қўлланилади:

$$P_a = \frac{J_0 - J_{m=2}}{J_0}. \quad (5.28)$$

Физикавий моҳиятига кўра у қуёш нурунинг оптик массаси $m=2$ бўлган атмосферадан ўтишида қуёш радиациясининг атмосфера кучсизлангирган улушини кўрсатади. Қуёш радиациясининг умумий кучсизланиши идеал атмосфера (P_i), сув буғи (P_{ab}) ва атмосфера аэрозолида (P_{aa}) кучсизланишларидан иборат бўлади:

$$P_a = P_i + P_{ab} + P_{aa}. \quad (5.29)$$

$m=2$ бўлганда денгиз сатҳи яқинида идеал атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланиши $1,13 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлиб, кучсизланиш кўрсаткичлари бирликларида $0,17$ (17%) ни ташкил этади. Кучсизланиш кўрсаткичи ҳаво массасининг хусусиятларига боғлиқ. Қишда ўрта кенгликлар Сибир ҳавосида P_a $0,22-0,25$, ёзда тропик ҳаво массасида $0,55-0,60$ ни ташкил этади.

5.6. Қуёш радиациясининг турлари

Ер сиртига қуёш радиацияси тўғри ва сочилган ҳолда етиб келади.

Тўғри қуёш радиацияси деб бевосита Қуёшдан параллел нурлар оқими кўринишда кузатиш жойигача етиб келган радиацияга айтилади. Қуёш нурларига перпендикуляр юзага J ва горизонтал юзага J' тушаётган Қуёш радиациясини ўлчашади. Қуёш радиациясининг иккала тури ҳам Қуёш доимийсига, Қуёшнинг горизонтдан баландлигига h_\odot , географик кенгликка, Қуёш оғишига, атмосферанинг физикавий ҳолатига боғлиқ. Санаб ўтилган омилларнинг таъсири J ва J' оқимларнинг кенг чегараларда ўзгаришига олиб келади.

Булутсиз атмосферада тўғри қуёш радиацияси максимуми тушга яқин соатларга тўғри келадиган оддий суткалик ўзгаришга эга. Қитъаларда тушдан олдин ва тушдан кейинги соатларда тўғри қуёш радиацияси суткалик ўзгаришида атмосфера шаффофлигининг фарқлари билан изоҳланувчи ассиметрия тез-тез кузатилади. Ёзда тушдан кейин атмосфера хирарок бўлади. Қишда, эрталабки соатларда пайдо бўладиган инверсия қатламларининг таъсирида тесқари ҳолат кузатилиши мумкин.

Атмосферанинг хиралиги қуёш радиациясининг келишига кучли таъсир кўрсатади. 5.1-жадвалда турли кенгликларда

жойлашган пунктлар учун перпендикуляр юзага келган J тўғри қуёш радиациясининг максимал қийматлари келтирилган.

5.1-жадвал

J_{max} максимал қийматлари (кВт/м²)

а) денгиз сатҳидан 500 м дан пастрокда жойлашган пунктлар

Пункт	J_{max}	Пункт	J_{max}
Шимолий кутб	0,90	Москва	1,03
Диксон ор.	1,04	Ашхобод	1,01
С.-Петербург	1,00	Тошкент	1,06
Якутск	1,05	Владивосток	1,02

б) тоғли ҳудудулар

Пункт	Баландлик, м	J_{max}
Такубая (Мексика)	2300	1,16
Тянь-Шань	3670	1,30

Станциялар турли кенгликларда жойлашганлигига қарамай, J_{max} қийматларидаги фарқ катта эмас. Диксон оролида J_{max} жануброқда жойлашган станциялардагидан катта. Бу қуйи кенгликларда атмосфера ҳавоси кўпроқ сув буғи ва аралашмаларга эга бўлиши билан изоҳланади.

Тўғри қуёш радиацияси оқимиға радиациянинг сув буғларида ютилиши жараёнларининг таъсири қуйидаги жадвалда кўрсатилган:

$a, \text{г/м}^3$	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
$J, \text{кВт/м}^2$	0,94	0,87	0,80	0,73	0,66

Барча ҳолларда Қуёш бир хил бурчак баландликда ($h_{\oplus}=30^\circ$) жойлашган.

Денгиз сатҳига нисбатан баландлик ортиши билан қуёш радиацияси оқими ҳам ортади, чунки атмосферанинг оптик қалинлиги камаяди. Қуёш радиацияси оқими баландлик ортиши билан атмосферанинг қуйи қатламларида тезроқ, юқори қатламларида эса секинроқ ортади.

Тўғри қуёш радиациясининг йиллик ўзгаришига биринчи навбатда, қишда кичикроқ, ёзда – каттароқ бўладиган Қуёшнинг туш пайтидаги баландлиги h_{\oplus} таъсир кўрсатади. Шунинг учун ҳам ўрта кенгликларда қуёш радиациясининг минимал қийматлари.

одатда, декабр-январ ойларида кузатилади. J ва J' ларнинг максимал қийматлари эса ёз ойларида эмас, балки майда кузатилади, чунки баҳорда ҳавода чанг ва сув буғи миқдори камроқ бўлади.

Тўғри қуёш радиацияси оқимиға булутлилик кучли таъсир кўрсатади. Қуёшнинг кичик бурчак баландликларида ($15-20^\circ$ гача), хатто юқори қават булутлар кузатилганда J' оқим нолға яқинлашади. Баланд тўп-тўп булутларда Қуёшнинг баландлиги $h_{\text{б}} > 30^\circ$ бўлгандагина $J' > 0$ бўлади. Қатламли, ёмғирли қатламли ва тўп-тўп булутлар Қуёшнинг барча баландликларида тўғри қуёш радиациясини бутунлай ўтказмайди.

Бирлик горизонтал юзаға бирлик вақт давомида осмон гумбазининг барча нукталаридан (Қуёшдан ташқари) тушаётган радиация миқдори *сочилган радиация оқими* (D) деб аталади. Тўғри қуёш радиацияси қандай омилларға боғлиқ бўлса, сочилган радиация оқими ҳам худди шуларға боғлиқ. Бундан ташқари D ер сиртининг кайтариш қобилиятиға (албедо) боғлиқ.

Булутсиз осмонда атмосферанинг хиралиги радиациянинг сочилишиға катта таъсир кўрсатади (17-расм). Хиралик омили ортган сари сочилган радиация миқдори ҳам ортади. Қуёшнинг баландлиги қанча катта бўлса, сочилган радиациянинг ортиши шунча тезроқ кузатилади.

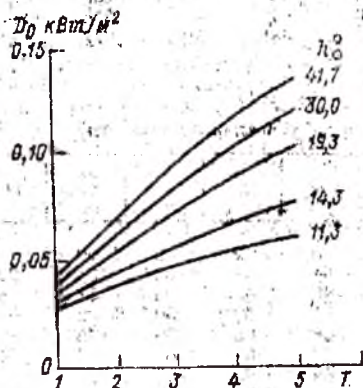
Табиий сиртларнинг албедоси ортиши билан сочилган радиациянинг миқдори кескин ортади (айниқса қор қопламида). Булутсиз осмон учун сочилган радиация оқими оддий суткалик ўзгаришға эға. Сочилган радиациянинг максимуми тушки соатларға тўғри келади.

Йиллик ўзгаришда сочилган радиациянинг максимуми ёзда кузатилади (Қуёшнинг баландликлари энг катта).

Булутсиз атмосферада сочилган радиация оқими инсоляциянинг 10% ни ташкил қилади, яъни ўртача $0,10-0,12$ кВт/м² га тенг бўлади.

Атмосферада булутлиликнинг пайдо бўлиши сочилган радиация оқимининг кескин ортишиға олиб келади. Сочилиш булутлардаги йирик заррачалар – сув томчилари ва муз кристалларида кузатилади. Сочилган радиация оқими булутларнинг шакли (тури) ва миқдорига боғлиқ. Осмон бутунлай булутлар билан қопланганида сочилган радиация оқими $0,7$ кВт/м² гача етиши

мумкин. Сочилган радиациянинг энг катта қийматлари Арктика шароитларида кузатилади ($0,7 \text{ кВт/м}^2$ дан ортиқ).



17-расм. Булутсиз осмонда сочилган радиация интенсивлигининг қуёшнинг турли баландликларидаги h_0 хиралик омили T га боғлиқлиги.

Денгиз сатҳига нисбатан баландлик ортиши билан сочилган радиация оқими камаяди.

Сочилган радиация Ер сиртида ёруғликни кўпайтиради. Қисман булутлиликда ёруғлик 40% гача ортиши мумкин.

Горизонтал юзага тушаётган тўғри J' ва сочилган D радиацияларнинг йиғиндиси *йиғинди (яъни) радиация* деб аталади:

$$Q = J' + D. \quad (5.30)$$

Йиғинди радиациянинг келиши тўғри ва сочилган радиациялар белгилайдиган омиларга боғлиқ. Булутсиз атмосферада йиғинди радиациянинг атмосфера шаффофлигига боғлиқлиги яққол кўринади. Атмосферада аэрозоллар кўпайиши билан тўғри радиация камаяди, сочилган радиация эса ортади. Натижада йиғинди радиациянинг миқдори бироз камаяди.

Йиғинди радиациянинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари тўғри ва сочилган радиацияларнинг ўзгаришларига мос келади (ёзда тушга яқин соатларда – максимум, қишда – минимум кузатилади). Йиғинди радиациянинг кундузги қийматлари тахминан $0,8-0,9 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлади.

Турли кунлар учун булутларнинг тури ва миқдорига ҳамда куёш гардишининг ҳолатига боғлиқ ҳолда йиғинди радиациянинг суткалик ўзгаришлари турлича.

Булутлилиқнинг кўпайиши сочилган радиациянинг ортишига ва тўғри радиациянинг камайишига олиб келади. Ёзда йиғинди радиацияда тўғри радиациянинг улуши энг катта бўлади. Ўрта Осиёда у 80% ни ташкил қилади.

Йиғинди радиацияга қор қопламанинг таъсири катта. Баъзи ҳолларда, тоғларда булутлардан ва қор қопланган тоғ ёнбағирлардан тўғри радиацияни қайтариш жараёнлари таъсирида йиғинди радиациянинг миқдори куёш доимийсидан ҳам катта бўлади. Масалан, Терскол чўққисидан (денгиз сатҳидан 3100 м баландликда) 1962 й. 11 майда соат 12.30 да 7 балли тўп-тўп булутлилиқда йиғинди радиациянинг қиймати $1,44 \text{ кВт/м}^2$ тенг бўлган.

5.7. Куёш радиациясининг қайтарилиши. Алbedo

Ер сиртига етиб келган йиғинди радиация, қисман тўшалган сиртда (ер ёки сув қатлами) иссиқликка айланади, қисман қайтарилади. Куёш радиациясининг тўшалган сиртдан қайтарилиши сиртнинг хусусиятларига боғлиқ ва сиртнинг *албедоси* деб аталади.

Қайтарилган радиациянинг йиғинди радиацияга нисбати алbedo деб аталади (% ларда):

$$A = \frac{J_{\text{қайт}}}{Q} 100\%. \quad (5.31)$$

Шундай қилиб, ер сиртидан қайтарилган радиация миқдори $J_{\text{қайт}} = AQ$, тўшалган сиртда ютилган қисми эса $Q(1-A)$ га тенг бўлади ва ютилган радиация деб аталади.

Тўшалган сиртнинг албедоси унинг ҳолати ва хусусиятлари билан белгиланади ва Куёшнинг баландлигига боғлиқ.

Тўшалган сиртларнинг барча турлари учун бир хусусият характерли – албедонинг энг катта ўзгаришлари Куёш чикқандан унинг баландлиги 30° га етгунга қадар кузатилади.

Ер сирти албедосининг кескин ўзгаришлари қор қоплами шаклланаётган пайтларда юз беради. Бу даврларда қўшни кунларда албедонинг фарқлари 20-30% гача етиши мумкин, қолган пайтда

эса ёзда 3% дан, кишда континентал иклимда – 7% дан, денгиз иклимида – 12% дан ошмайди.

Тўшалган сиртларнинг баъзи турларининг альбедосини кўриб чиқайлик.

Қор қоплами. Қор қопламининг альбедоси булутсиз об-ҳавода кўрилаётган жойнинг физик-географик шароитларига боғлиқ бўлиб, 52-99% чегараларда ўзгариши мумкин. Нам ифлосланган корнинг альбедоси 20-30% гача камайиши мумкин. Булутлилик ортиши билан қор қопламининг альбедоси ортади.

Кун мобайнида қор қопламининг альбедоси ўзгаради. Куёш чиқиши билан тоза қуруқ қор қопламининг альбедоси 3-8% га ўзгаради. Кун ўртасига нисбатан альбедонинг кунлик ўзгариши асимметрик - Куёшнинг бир хил баландликларида тушдан олдин кузатилган альбедолар тушдан кейингилардан кичик бўлади.

Ўтли қоплам. Ўтларнинг серсувлигига, рангига ва қалинлигига қараб ўтли қопламнинг альбедоси 12 дан 28% гача ўзгаради. Нам ўтларнинг альбедоси қуруқ ўтлар альбедосидан 2-3% га кичик бўлади.

Ўтли қопламнинг альбедоси Куёшнинг баландлигига боғлиқ - қуруқ яшил ўтларнинг эрталабки ва кечқурундаги альбедоси тушдаги альбедосидан 2-9% га катта. Кузда сўлиш даврида қуруқ ўтли қоплам альбедоси 11-24%, баҳорда ўтган йилги ўтнинг альбедоси 10-23% чегарсида ўзгаради.

Тупроқ альбедоси. Тупроқ сиртининг альбедоси тупроқ турига, унинг тузулиши, ранги ва намлигига боғлиқ.

Қуруқ тупроқларнинг ўртача альбедоси 8 дан 26% гача ўзгариши мумкин. Оқ кумнинг альбедоси энг катта – 40%. Нам тупроқнинг альбедоси қуруқ тупроқникидан 3-8% га, оқ кумники – 18-20% га кичик бўлади. Тупроқнинг нотекислиги (ғадир-будурлиги) камайиши билан унинг альбедоси ортади. Кунлик ўзгаришида тупроқ альбедоси Куёшнинг кичик баландликларида – максимал, Куёш тиккада бўлганида – минимал бўлади. Альбедонинг кундузги ўзгариши амплитудаси 11-17% ташкил этади.

Сув сирти альбедоси. Сув сирти альбедоси қатор омилларга, шу жумладан, Куёшнинг баландлигига, булутлар миқдорига, сув ҳавзаларининг характеристикалари (чуқурлик, сув тиниқлиги ва бошқа) ва тўлқинланиш даражасига боғлиқ. Май-сентябр ойлари мобайнида йирик табиий сув ҳавзалари ва сув омборларининг

Ўртача ойлик албедолари 7 дан 11% гача, саёз сув ҳавзаларининг албедоси – 11 дан 16% гача ўзгаради.

Сув сирти албедосининг кунлик ўзгариши булутлар бўлмаганида яққол ифодаланган бўлади. Бундай ҳолатларда албедонинг кунлик ўзгариши амплитудалари 30% ва ундан катгароқ бўлиши мумкин. Кучли тўлқинланишда ёки бутунлай булутлиликда кун мобайнида албедро деярли ўзгармайди. Бутунлай булутлиликда океан ва денгизларнинг албедоси 6-8% ни ташкил қилади.

Сув сирти албедосининг Қуёшнинг бурчак баландлигига боғланишини куйидаги жадвалдан кўриш мумкин:

H_0	90^0	50^0	45^0	20^0	5^0
A%	2	4	5	12	35

Бошқа сиртлар албедоси. Игна баргли ўрмонларнинг албедоси 10-15%, баргли ўрмонларнинг албедоси 15-20%, сули ва буғдой майдонларининг албедоси 10-25%, картошка майдонлари – 15-25%, пахта майдонлари – 20-25% албедрога эга.

Булутлар албедоси. Булутларнинг албедоси уларнинг вертикал калинлигига ва турига боғлиқ. Албедонинг энг катта қийматлари юқори тўп-тўп ва катламли тўп-тўп булутларга характерли. Бир хил калинликдаги (300 м) юқори тўп-тўп булутнинг албедоси 71-73%, катламли тўп-тўп булутнинг албедоси эса 56-64% ни ташкил қилади.

Булутлар албедоси улар остидаги ер сирти албедосига боғлиқ.

Ер сирти ва булутларнинг албедоси биргаликда сайёрамизнинг албедосини ташкил қилади. Булутлилик бўлмаганида Ернинг ўртача йиллик албедоси экваториал ва тропик кенгликларда тахминан 17%, кутбий кенгликларда тахминан 50% ни ташкил қилади. Булутлилик Ер албедосини 25-30% дан 60% гача орттиради. Умуман, сайёрамизнинг ўртача албедоси 29 дан 32% гача ўзгаради. Демак, Қуёшдан келган радиациянинг учдан бир қисми космик фазога қайтарилади. Бу жараёнда булутлилик асосий ўринни эгаллайди.

5.8. Ер сирти ва атмосферанинг узун тўлқинли нурланиши.

Эффектив нурланиш

Узун тўлқинли радиация деб тўлқин узунликлари 4 мкм дан 100-120 мкм гача бўлган радиацияга айтилади.

Ер сирти ва атмосфера, ихтиёрий жисмлар каби энергияни нурлайди. Ер ва атмосферанинг ҳароратлари Куёш ҳароратидан анча паст бўлганлиги учун, улар нурлаган энергия кўринмас инфрақизил спектрга тўғри келади. Ер сиртини ҳам, атмосферани ҳам мутлақ қора жисм деб бўлмайди. Турли сиртларнинг узун тўлқинли радиация спектрларини ўрганиш етарли аниқлик билан Ерни кул ранг жисм деб ҳисоблаш мумкинлигини кўрсатди. Бу шуни билдирадики, барча тўлқин узунликлари учун ер сиртининг нурланиши унинг ҳарорати билан бир хил бўлган мутлақ қора жисмнинг нурланишидан бир хил кўпайтувчига фаркланади:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad (5.32)$$

бу ерда B_0 – ер сиртининг нурланиш оқими (кВт/м^2), σ - Стефан-Болцман доимийси, T_0 - ер сирти ҳарорати, δ - ер сиртининг ютиш қобилияти ёки ютишнинг нисбий коэффициенти. Турли сиртлар учун δ нинг қийматлари 0,89 дан 0,99 гача ўзгаради. Қор энг катта ютиш қобилиятига эга ($\delta=0,995$), сув сиртининг ютиш қобилияти энг кичик - $\delta=0,89$. Ўртача ер сирти учун $\delta=0,95$ га тенг деб ҳисобланади.

Ер сирти нурланиши Куёш нурланишидан анча кичик бўлса ҳам, горизонтал юзага етиб келадиган Куёш радиацияси оқими билан таққосланадиган даражада бўлади. Турли ҳароратларда мутлақ қора жисмнинг нурланиш оқими куйида кўрсатилган:

$t^\circ\text{C}$	-40	-20	0	20	40
кВт/м^2	0,17	0,24	0,32	0,43	0,55

Ер сирти ҳароратларида (-93°C -- Арктика музлари, 77°C – сахро қумлари) ер сирти нурланиши 4 дан 120 мкм тўлқинлар диапозонига, энергия максимуми эса – 10-15 мкм га тўғри келади.

Ер сиртининг нурланиши унинг ҳароратига ва турига боғлиқ. Ер сиртининг нурланиши кундузи яққол ифодаланган максимумга, кечаси – минимумга эга. Кечаси нурланиш ҳисобидан ер сирти совибди.

Атмосфера қисқа тўлқинли куёш радиацияси (Ерга келаётган жами радиациянинг 75% атрофида) ва ер сирти нурлаган узун тўлқинли радиациясини ютиш ҳисобига, ҳамда сув бугининг

фазавий ўтишлари натижасида ажралган иссиқлик ҳисобига исийди. Ер сирти каби атмосфера ҳам узун тўлқинли радиацияни нурлайди.

Атмосфера радиациясининг кўп қисми (70%) ер сирти томон нураланади, қолган қисми эса космик фазога чиқиб кетади. Ер сирти томон йўналган атмосфера радиацияси атмосферанинг *учрашма нурланиши* деб аталади. Ер сирти учрашма нурланишни деярли бутунлай (90-99%) ютади. Шундай қилиб, ер сирти учун атмосферанинг учрашма нурланиши кўшимча иссиқлик манбаидир.

Атмосферанинг учрашма нурланиши эмпирик (тажрибалардан келиб чиққан) формулалар бўйича аниқланади. Умумий ҳолда у қуйидаги формула бўйича ҳисобланади:

$$B_A = a\sigma T_0^4, \quad (5.33)$$

бу ерда a – атмосферанинг нурланиш қобилиятини характерловчи кўрсаткич ($a < 1$) бўлиб, сув буғи миқдори, булутлар миқдори ва баландлигига боғлиқ, T – ҳаво ҳарорати (одағда 2 м баландликда).

Д.Брентнинг қуйидаги эмпирик формуласи энг кенг қўлланилади:

$$B_A = a\sigma T_0^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}) \quad (5.34)$$

бу ерда $a=0,526$, $b=0,065$, e – сув буғининг парциал босими (гПа).

Булутлиликнинг кўпайиши билан учрашма нурланиш ортади, чунки булутларнинг ўзи энергияни кучли нурлайди. Ўрта кенгликлардаги текисликларда учрашма нурланишнинг ўртача жадаллиги 0,21-0,28 кВт/м², тоғли станцияларда – 0,07-0,14 кВт/м² ни ташкил этади. Атмосфера учрашма нурланишининг бундай камайиши юқорига кўтарилган сари сув буғи миқдорининг камайиши билан тушинтирилади. Экваторда атмосферанинг учрашма нурланиши энг катта бўлади, чунки бу ерда атмосфера анча илиқ ва сув буғига бой. Экваториал кенгликларда ўртача йиллик учрашма нурланиш 0,35-0,42 кВт/м² га тенг бўлади, кутбий кенгликлар гомон у 0,21 кВт/м² гача камаяди.

Ер нурланишини ютадиган ва учрашма нурланишни нурлайдиган атмосферадаги газ – сув буғидир. У 5,5-7,0 мкм ва 17 мкм дан узунроқ спектрал диапазонларда инфрақизил радиацияни кучли

ютади. 8,5-12 мкм тўлқинлар диапазонида сув буғи инфрақизил радиацияни деярли ютмайди. Бу тўлқин узунликлар диапазони *атмосферанинг шаффоф ойнаси* деб аталади ва бу “ойна”дан ер сирти нурланиши космик фазога чикиб кетади.

Сув буғидан ташқари инфрақизил радиация оқимига карбонат ангидрид ва озон таъсир кўрсатади.

Учрашма нурланиш атмосферанинг қуйи қатламларидаги намлик ва ҳароратга кучли боғлиқ.

Учрашма нурланиш ер сирти нурланиши каби яққол ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга эмас.

Ер сирти нурланиши ва атмосферанинг учрашма нурланиши орасидаги фарқ *эффектив нурланиш* деб аталади:

$$B_e = B_0 - \delta B_A, \quad (5.35)$$

бу ерда δB_A - атмосферанинг учрашма нурланиши.

Атмосферанинг учрашма нурланиши одатда ер сирти нурланишидан кичик бўлади, шу сабабли $B_e > 0$, яъни эффектив нурланиш ер сирти йўқотган исикликни ифодалайди. Камдан-кам ҳоллардагина атмосферанинг қуйи қатламларида ҳароратнинг кучли инверсияси ва намликнинг катта қийматлари кузатилса, $B_e < 0$ бўлади ва ер сирти атмосферадан исиклик олади. Эффектив нурланиш ер сиртининг ҳарорат режимига катта таъсир кўрсатади, қор эришида, туманлар ва радиацион совишлар ҳосил бўлишида катта рол ўйнайди.

Эффектив нурланиш атмосферадаги сув буғи миқдорига ва булутлиликка боғлиқ. Сув буғининг миқдори ва булутлилик ортиши билан эффектив нурланиш камаяди, чунки атмосферанинг учрашма нурланиши ортади.

Ўрта ҳисобда ўрта кенгликларда ер сирти йиғинди радиациянинг ютилишидан ҳосил бўлган исикликнинг таҳминан ярмини эффектив нурланиш орқали йўқотади.

Эффектив нурланишнинг йиллик ўзгариши булутсиз атмосферада ва жанубийроқ кенгликларда яққол ифодаланган бўлади (5.2-жадвал).

Эффектив нурланишнинг йиллик ўзгариши (Вт/м²)

Пункт	Атмосфера ҳолати	Ой				Йил
		I	IV	VII	X	
Якутск ($\varphi=60^\circ$ ш.к.)	булут	65,0	62,4	54,2	54,2	56,5
	очик	86,7	86,4	91,4	92,9	89,9
Павловск ($\varphi=60^\circ$ ш.к.)	булут	31,0	60,8	65,0	37,2	46,9
	очик	69,7	108,8	100,6	83,2	87,8
Тошкент ($\varphi=42^\circ$ ш.к.)	булут	49,5	72,0	102,4	83,6	77,4
	очик	72,8	102,4	108,4	97,5	98,8

5.9. Ер сирти ва атмосферанинг радиация баланси

Нурли энергия кўринишида иссиқликнинг келиши умумий иссиқлик келишининг муҳим таркибий қисмидир. Унинг таъсирида ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими ўзгаради.

Жисмнинг нурли энергия баланси ёки радиация баланси деб, жисм ютган ва нурлаган радиациялар орасидаги фарқка айтилади.

Ер сирти радиация балансининг R кирим қисми тўғри радиациянинг $(1-A)J'$ ва сочилган радиациянинг $(1-A)D$ ютилган қисмларидан, ҳамда атмосферанинг учрашма нурланишларидан δB_0 иборат бўлади. R нинг чиқим қисмига ер сиртининг нурланиши B_0 киради.

$$R = (1-A)J' + (1-A)D + \delta B_0 - B_0$$

ёки

$$R = (J' + D)(1-A) - B_0,$$

(5.36)

бу ерда A - алbedo, $(J'+D)=Q$ - йиғинди радиация, $Q(1-A)=J_{\text{yul}}$ кўпайтма - йиғинди радиациянинг ютилган қисми. Буларни ҳисобга олсак, (5.36) қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$R = Q(1 - A) - B_e \quad (5.37)$$

ёки

$$R = J_{\text{yul}} - B_e \quad (5.38)$$

(5.36)-(5.38) тенгламалар ер сирти радиация баланси тенгламасининг турли кўринишлари. Улар физикадан маълум бўлган энергия сақланиши умумий тенгламасининг хусусий ҳоли ҳисобланади.

Ер сиртининг радиация баланси атмосферанинг ер сиртига яқин ва тупроқ қатламларидаги ҳарорат тақсимотига, қор эриши ва буғланиш жараёнларига, совишлар ва туманлар ҳосил бўлишига, ҳаво массалари хусусиятларининг ўзгаришларига катта таъсир кўрсатади.

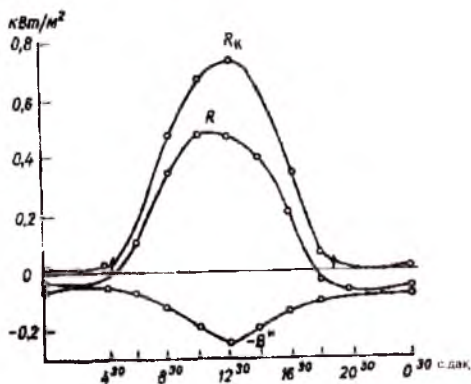
Радиация баланси географик кенгликка, йил ва сутка вақтига, атмосфера шароитларига (булутлилиқ, шаффофлик ва ҳ.к.) боғлиқ равишда ўзгаради. Радиация баланси турли вақт оралиқлари учун (соат, сутка, ой, фасл, йил) ҳисобланади.

Радиация балансининг узун тўлқинли B_e ва қисқа тўлқинли $R_q = Q(1-A)$ ташкил қилувчилари орасидаги муносабатга қараб радиацион баланс манфий ёки мусбат бўлиши мумкин.

Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли B_e ва қисқа тўлқинли R_q ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари 18-расмда келтирилган.

Радиация балансининг манфий қийматлардан (кечаси) мусбат қийматларга (кундузи) ва аксинча ўтишлари Қуёшнинг баландлиги 10-15° га тенг бўлганда кузатилади. Булутсиз осмонда ёки булутлар миқдори ўзгармас бўлганда тун мобайнида радиация баланси ўзгармайди.

Қор қоплами бўлганида радиация баланси мусбат бўладиган вақт оралиғи камаёди, чунки R нинг манфий қийматлардан мусбат қийматларга ўтиши Қуёшнинг катта баландлигида (20-25°) кузатилади. Шунинг учун ҳам қишда юқори кенгликларда суткалар мобайнида радиация баланси манфий бўлиши мумкин.



18-расм. Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли R_d ва қисқа тўлқинли R_k ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари (Қозоғистон жануби, июл 1952 й.).

Стрелкалар – Куёшнинг чиқиш ва ботиш вақтлари.

Турли кенгликлар учун радиация балансининг йиллик ўзгариши қуйидаги жадвалда келтирилган.

5.3-жавдал

Радиация балансининг йиллик ўзгариши ($Вт/м^2$)

Пункт	Ой				Йил
	I	IV	VII	X	
Диксон о.	-37,5	-8,1	115,7	-28,2	8,4
Якутск	-37,5	27,5	115,7	-15,6	22,3
Санкт-Петербург	-29,7	69,5	103,2	-1,6	31,4
Тбилиси	1,6	100,2	156,4	43,8	74,6
Тошкент	5,6	106,6	150,3	44,8	79,8
Термиз	22,0	106,9	154,9	60,8	86,4

Жанубий кенгликларда йил мобайнида, ўрта кенгликларда – 6-8 ой мобайнида, Арктикада – 3-4 ой мобайнида радиация баланси мусбат бўлади.

Антарктидада алbedo қийматлари катта бўлганлиги учун қирғоқдагилардан ташқари барча станцияларда йиллик радиация баланси манфий бўлади.

Куёшнинг баландлиги ва албедодан ташқари, радиация баланси ва унинг ўзгаришларига булутлилик катта таъсир кўрсатади.

Кундузи мусбат радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши йиғинди радиация ва эффектив нурланишнинг камайишига олиб келади. Лекин, йиғинди радиациянинг камайиши эффектив нурланишнинг камайишидан кучлироқ бўлгани учун радиация баланси камаяди.

Тунда манфий радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши эффектив нурланишнинг ва мос равишда радиация балансининг камайишига олиб келади. Ўрта кенгликларда булутлиликнинг 3 дан 8 баллгача ортиши радиация балансини 20% камайишига олиб келади.

Атмосфера радиация балансининг R_A кирим қисмини ер сирти нурланишининг атмосферада ютилган қисми U_{yut} :

$$U_{yut} = (1-P) \cdot B_0, \quad (5.39)$$

бу ерда P - атмосферанинг ўтказиш коэффициентини, шунингдек атмосферада ютилган тўғри ва сочилган радиация q' ташкил қилади.

Ер сирти δB_A ва космик фазо томон йўналган B_∞ нурланиш ҳисобига атмосфера иссиқлик йўкотади. Шундай қилиб,

$$R_A = U_{yut} + q' - \delta B_a - B_\infty \quad (5.40)$$

ёки

$$R_A = (1-P)B_0 + q' - \delta B_a - B_\infty. \quad (5.41)$$

$B_0 + \delta B_a = B_e$, $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ - ер сирти ва атмосферанинг космик фазога кетаётган нурланишларини ҳисобга олсак, қуйидагини ёзишимиз мумкин:

$$R_A = q' + B_e - U_\infty. \quad (5.42)$$

(5.40)-(5.42) формулалар атмосферанинг радиация баланси тенгламаларидир.

(5.42) формула бўйича ҳисоблашлар барча кенгликларда атмосферанинг ўртача йиллик радиация баланси манфийлигини кўрсатади.

Шимолий яримшарда атмосфера радиация балансининг кенгликлар бўйича ўзгариши қуйида тавсифланган:

$\varphi_0, ^\circ$	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
$R_A, \text{Вт/м}^2$	-101	-110	-109	-92	-80	-80	-93

Иклимий ҳисоблашларда ер сирти-атмосфера (ёки Ер) тизимининг радиацион баланси катта қизиқиш уйғотади. Ер сирти-атмосфера тизимининг радиацион баланси деганда тўшалган сиртнинг (тупрок ёки сув) фаол қатлами ва бутун атмосферани ўз ичига олган вертикал устундаги нурли энергиянинг баланси тушунилади. Демак,

$$R_{Yer} = R + R_A. \quad (5.43)$$

(5.38) ва (5.42) ларни ҳисобга олсак:

$$R_{Yer} = J_{yul} + q' - U_\infty$$

ёки

$$R_{Yer} = Q_{yul} - U_\infty, \quad (5.44)$$

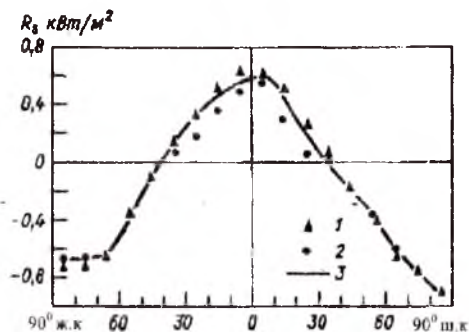
бу ерда $Q_{yul} = J_{yul} + q'$ – ер сирти ва атмосферада ютилган қуёш радиацияси.

(5.35) ни қуйидагича ифодалаш ҳам мумкин.

$$R_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) - U_\infty, \quad (5.45)$$

бу ерда J'_0 – атмосферанинг юқори чегарасидаги горизонтал юзага тушаётган тўғри қуёш радиациясининг миқдори (инсоляция), A_{Yer} – Ернинг албедоси.

Ер сирти-атмосфера тизимининг радиация баланси мусбат ёки манфий бўлиши мумкин. Йиллик ўзгаришда ёз ойлари мобайнида ўрта кенгликларда $R_{Yer} > 0$, йилнинг қолган вақтида – манфий. Экваториал ҳудудда (15° ш.к. ва 15° ж.к. орасида) йил мобайнида $R_{Yer} > 0$. Экватордан 35° ш.к. гача ва 40° ж.к. гача чўзилган ҳудудда йил давомида ўртача ҳисобда $R_{Yer} > 0$, қолган ҳудудларда $R_{Yer} < 0$ (19-расм).



19-расм. Ер сирти-атмосфера тизимининг йиллик ўртача радиация баланси (1962-1970 йй. да Ер сунъий йўлдошларидан ўлчашлар бўйича)

1 – океанлар, 2 – қитъалар, 3 – зонал қийматлар.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера жараёнларининг асосий энергия манбаи 0,1 дан 4,0 мкм гача тўлқин узунлиги (қисқа тўлқинли радиация) оралиғидаги қуёш радиациясидир. Қуёш спектридаги энергия тақсимоти иссиқлик нурланиши қонуни билан тавсифланади. Ерга келувчи максимал энергия миқдори Қуёш доимийси миқдори билан аниқланади.

2. Қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши ва сочилиши натижасида унинг кучсизланиши ва спектрнинг узунрок тўлқин узунликлари томонга силжиши юз беради. Бир қатор оптик ҳодисалар (осмон ранги, уфққа нисбатан жойлашишига қараб қуёш ва ой дискининг ранги ва бошқалар) қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши ва сочилиши билан боғлиқ.

3. Атмосфера шаффофлиги ундаги сув буғи ва атмосфера аэрозоллари миқдорига боғлиқ. Оптик масса қийматларининг интеграл шаффофлик характеристикаларига таъсирини бартараф этиш учун тўғри қуёш радиацияси қийматлари иккига тенг бўлган оптик массага келтирилади.

4. Ер сирти, атмосфера ва умуман сайёрага келаётган нурсимон энергия кўринишидаги иссиқлик оқими тегишли радиация баланси тенгламалари билан тавсифланади. Ютилган радиация ва бу объектларнинг ҳар биридан хусусий нурланиш

орасидаги фарқ мазкур тенгнамаларнинг умумийлигини белгилайди. Бу тенгнамалар таркибига кирувчи барча ташкил этувчиларнинг қийматлари ва уларнинг вақт бўйича ўзгариши астрономик (жой кенлиги, қуёшнинг бурчак баландлиги ва бошқалар) ва метеорологик (булутлилиқ, намлик, алbedo ва бошқалар) омилларга боғлиқ.

Назорат саволлари

1. Қуёш радиацияси қандай таркибга эга? Қуёш доимийси нима? У қандай омилларга боғлиқ?

2. Қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши қандай содир бўлади?

3. Қуёш радиациясининг атмосферадаги сочилиши нима? Қайси оптик ҳодисалар у билан боғлиқ?

4. Монохроматик радиация учун қуёш радиациясининг атмосферадаги кучланиши тенгнамасини келтириб чиқаринг.

5. Атмосферанинг интеграл шаффофлик характеристикаларини тушинтириб беринг. Форбс эффекти нима?

6. Тўғри қуёш радиациясининг ер юзасига келиши қайси омилларга боғлиқ?

7. Сочилган ва йиғинди қуёш радиацияларининг ер юзасига келиши қайси омилларга боғлиқ?

8. Турли сиртларнинг албедоси қайси омилларга боғлиқ? Табiiй сиртлар, булутлар ва Ернинг сайёравий албедосини айтиб беринг.

9. Ер юзаси ва атмосферанинг узун тўлқинли радиацияси ҳамда эффектив нурланиш қайси омилларга боғлиқ?

10. Ер юзаси радиация баланси қандай ташкил этувчилардан иборат? Ер юзаси радиация баланси тенгнамаси нима?

11. Ер юзаси радиация балансининг суткалик ва йиллик ўзгаришини характерлаб беринг.

12. Атмосфера ва ер юзаси-атмосфера тизими радиация балансларини характерлаб беринг.

VI БОБ. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ ИССИҚЛИК ҲОЛАТИ

Асосий тушунчалар

1. Иссиқлик алмашинуви – атмосферанинг бир қатлами ёки қисмидан бошқаларига иссиқликнинг узатилиши. Иссиқлик алмашинуви радиациянинг кўчиши, иссиқлик ўтказувчанлик (асосан турбулент) ва сувнинг фазавий айланишлари йўли билан содир бўлади.

• **Иссиқлик ўтказувчанлик** – модданинг иссиқлик ўтказиш қобилияти. Газ ва суюқликларда молекуляр ҳаракат узатилиши оқибатида иссиқликнинг тарқалиши юз берадиган молекуляр ва турбулент ҳаракат давомида модданинг йирик (моляр) элементлари билан иссиқликнинг кўчиши юз берадиган турбулент иссиқлик ўтказувчанлик фарқланади.

• **Конвекция** – суюқликнинг, хусусан ҳавонинг, турбулентликдан, яъни суюқлик зарраларининг асосий кўчишга қўшилувчи хаотик ҳаракатидан фарқли равишда муайян йўналишдаги тартибланган кўчиши.

• **Радиацион** – космик фазо, атмосфера ва ер сирти орасида турли кўринишдаги радиация алмашинуви. Кўпинча тўшалган сирт ва атмосферанинг қуйи қатламлари орасидаги радиацион алмашинув тўғрисида сўз боради. Радиацион алмашинув оқибатида ер сирти, атмосфера ва унинг юқори чегарасида муайян радиация баланси мавжуд бўлади.

2. Иссиқлик сизими – жисм ютган иссиқлик миқдорининг унга мос келувчи ҳарорат ортишига нисбати; бошқача айтганда – жисм ҳароратини 1° га орттириш учун керак бўлган иссиқлик миқдори.

3. Адвекция – ҳаво ва унинг хоссаларининг горизонтал йўналишдаги кўчиши. Ҳаво массалари, иссиқлик, сув буғи, ҳаракат моменти, тезлик уюмиси ва бошқаларнинг адвекцияси тўғрисида сўз боради.

4. Психрометрик будка – метеорологик станцияларда психрометрик ускуналар жойлаштириладиган махсус конструкцияли

будка. Психрометрик будка унга жойлаштирилган асбобларни куёш радиацияси, ер сирти ва атрофдаги жисмларнинг нурланиши, шунингдек ёғинлар ва шамолдан ҳимоялашга хизмат қилади.

5. Жой рельефи – ер сиртининг горизонтал ва вертикал бўлиниши шаклларининг мажмуаси, яъни қавариклик ва ботиклик, тоғлар, пасттекисликлар ва бошқалар.

6. Фён – юкори ҳарорат ва ҳавонинг кичик нисбий намлигига эга, вақти-вақти билан тоғдан водийга эсувчи, кўпинча кучли ва тез ўзгарувчи шамол. Фён вақтида ҳавонинг хоссалари пастловчи ҳаракатда ҳавонинг адиабатик иссиши билан тушунтирилади.

7. Пассат – субтропик антициклонларнинг экватор томонидаги чеккаларида, яъни ҳар бир яримшар ва экватор оралиғида 25-30° кенгликларда кузатиловчи умумий шарқий ҳаво оқимлари. Улар океанлар устида яққол ифодаланган бўлиб, бутун йил давомида шамол йўналишининг катта турғунлиги билан тавсифланади. Ер сирти ишқаланиши оқибатида пассатнинг асосий шарқий йўналишига ер сирти яқинидаги қатламда экваторга йўналган ташкил этувчилар ҳам қўшилади. Шимолий яримшарда пассатнинг ер сиртидаги асосий йўналиши шимоли-шарқий (шимоли-шарқий пассат), жанубий яримшарда эса жануби-шарқий (жануби-шарқий пассат).

6.1. Ер сиртининг иссиқлик баланси тенгламаси

Ер сирти ва атмосферада содир бўлувчи жараёнлар ўзаро чамбарчас боғлиқ. Куёш радиацияси ер сиртига етиб келади ва унинг катта қисми бу сиртда ютилади. Атмосфера энергияни асосан ер сиртидан олади. Ютилган куёш радиацияси ер сирти бўйлаб нотекис тақсимланади ва бу тақсимот вақт ўтиши билан ўзгариб туради. Ушбу ўзгаришлар таъсирида қалинлиги қуруқликда 10-30 м, океанда эса 200-300 м ни ташкил этувчи юпқа устки қатламнинг иссиқлик миқдори тебранишлари содир бўлади.

Ер сирти ва атмосферадаги ҳарорат тақсимоти ва унинг узлуксиз ўзгаришлари *ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими* деб аталади. Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими иқлимнинг шаклланишида муҳим омил ҳисобланади.

Ер сирти ва атмосфера, ер сирти ва тунроқ ёки сувнинг қуйида ётувчи қатламлари, атмосферанинг алоҳида қатламлари орасидаги иссиқлик алмашинуви физикада маълум бўлган радиацион,

иссиқлик ўтказувчанлик ва конвектив иссиқлик алмашинув орқали юз беради.

Ҳаво ҳароратининг ўзгаришлари асосан атмосферанинг ер сирти билан ўзаро таъсирида содир бўлади. Атмосферада куёш радиациясининг бевосита ютилиши ҳароратнинг кунига тахминан $0,5^{\circ}\text{C}$ га ортишига олиб келиши мумкин. Бевосита ер сиртига тегиб турувчи ҳаво сирт билан молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик орқали иссиқлик алмашинади. Бироқ, иссиқлик алмашинувининг бу механизми ҳаво зичлигининг кичиклиги туфайли кам самара беради. Атмосферада иссиқлик алмашинувининг бир неча тартибга кучлироқ механизми – турбулент иссиқлик алмашинуви амал қилади. Бу ҳолда иссиқлик алмашинуви ҳавонинг алоҳида элементар ҳажмлари кўринишида содир бўлади. Атмосферанинг қуйи ва юқори қатламлари ўртасидаги иссиқлик алмашинуви тартибли ёки конвектив характерга эга.

Шунингдек, маълум ҳаво массасида (ҳаво заррасида) юз берувчи ҳарорат ўзгаришлари энергиянинг турли кўринишларидан иссиқлик энергиясига айланиши ҳисобига ҳам содир бўлади. Масалан, ихтиёрий ҳаво ҳажмининг атмосфера босимининг ўзгаришлари билан боғлиқ бўлган ҳаракатланишида ушбу ҳаво ҳажми ҳароратининг адиабатик ўзгариши юз беради. Ҳавонинг вертикал ҳаракатланишида бундай ўзгаришлар ўта сезиларли бўлади. Атмосфера ёки ер сиртида сув буғининг конденсация ёки сублимациясида *фазавий айланишлар энергияси* деб аталувчи яширин энергиянинг ажралиши содир бўлади. Тескари жараён – сувнинг буғланишида эса ҳавонинг совуши содир бўлади.

Санаб ўтилган барча жараёнлар ҳаво ҳаракатсиз ҳолатда бўладими ёки атмосферада ҳаракатланадими, бундан қатъий назар, маълум ҳаво ҳажмидаги иссиқлик миқдорининг ўзгаришига олиб келади. Ҳаво ҳароратининг бундай ўзгаришлари *хусусий ўзгаришлар* деб аталади.

Фазонинг фиксирланган нуқтасида бу нуқтага бошқа жойдан ва бошқа ҳароратга эга бўлган ҳавонинг узлуксиз келиши оқибатида ҳам ҳарорат ўзгариши мумкин. Маълум географик координаталар ва денгиз сатҳидан баландликка эга бўлган пунктларда (метеорологик станциялар, постлар ва бошқалар) ҳавонинг ҳарорати шундай ўзгариши мумкин.

Ҳароратнинг бу ўзгаришлари *адвекция* (ҳаво массаларининг ушбу жойга ер шарининг бошқа қисмларидан горизонтал кўчиши)

билан боғлиқ. Ҳароратнинг бундай ўзгаришлари *адвектив ўзгаришлар* деб аталади. Агар қаралаётган жойга юқорироқ ҳароратли ҳаво келса, бу *илиқ адвекция*, пастроқ ҳароратли ҳаво келса, *совуқ адвекция* бўлади.

Фиксирланган географик нуктадаги ҳаво ҳолатининг хусусий ўзгаришлари ва адвекцияга боғлиқ бўлган умумий ҳарорат ўзгариши **локал** (маҳаллий) ўзгариш деб аталади.

Масалан, метеорологик станциядаги термометр ҳаво ҳароратининг локал ўзгаришларини, шамол билан бирга учувчи ҳаво шарига боғланган термометр эса ҳажм ҳароратининг хусусий ўзгаришини қайд қилади.

Метеорологияда ҳарорат термодинамик шкала ёки Кельвин шкаласининг (T , К) таркибий қисми ҳисобланувчи халқаро юз градусли шкала градусларида (t° , С) ўлчанади. Юз градусли шкаладан Кельвин шкаласига ўтиш қуйидаги муносабат билан амалга оширилади

$$T = t^\circ + 273,15^\circ\text{С}. \quad (6.1)$$

Бир қатор инглиз тилида сўзлашувчи мамлакатларда (АҚШ, Канада ва бошқалар) Фарангейт шкаласи (t° , Ф) қўлланилади. Фарангейт шкаласидан юз градусли шкалага ўтиш

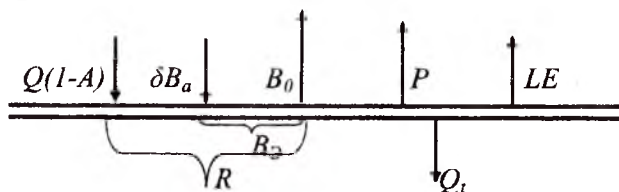
$$t^\circ\text{С} = \frac{5}{9}(t^\circ\text{Ф} - 32) \quad (6.2)$$

формула бўйича амалга оширилади.

Радиацион иссиқлик алмашинуви оқибатида ер сирти олган иссиқлик миқдори радиацион баланс киймати R билан аниқланади (5.38 формула). Кундузи бу катталиқ мусбат бўлиб, ер сиртининг исшига олиб келади ва унинг ҳарорати қўшни ҳаво қатлами ҳамда тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламлари ҳароратидан юқорироқ бўлади (20-расм).

Иссиқроқ бўлган сирт иссиқликнинг бир қисмини ҳавонинг қўшни қатламларига беради (P , кВт/м²). Иссиқликнинг бошқа қисми молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламларига узатилади. Бу иссиқлик оқимини Q_i деб белгилаймиз. Ва ниҳоят, иссиқликнинг маълум қисми сувнинг ер сиртидан буғланишига сарфланади. Бу катталиқни

LE деб белгилаймиз, бу ерда L – буғланишнинг солиштирма иссиқлиги, E – буғланган сув массаси.



20-расм. Ер сирти балансининг сутканинг кундузги вақтидаги ташкил этувчилари.

Берилган вақт моментида сирт ҳарорати ўзгармас шароитда ер сиртига келаётган ва ундан кетаётган барча иссиқликнинг алгебраик йиғиндиси нолга тенг бўлиши керак. Бу шарт *ер сирти иссиқлик баланси тенгламаси* орқали ифодаланади:

$$R + P + Q_t + LE = 0 \quad (6.3)$$

Тунда, $R < 0$ бўлади, ер сирти совийди ва унинг ҳарорати ҳаво ва тупроқ ёки сувнинг куйи қатламлари ҳароратидан пастроқ бўлади. Бунинг оқибатида барча иссиқлик оқимлари ўз ишораларини қарама-қаршига ўзгартиради. Ер сирти атмосферадан иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан маълум иссиқлик миқдорини олади. Шу йўл билан тупроқ ёки сувнинг куйи қатламларидан иссиқлик олинади. Ва ниҳоят, ер сирти сув буғининг конденсацияси (шудринг) ва сублимацияси (киров) ҳисобига ажараладиган маълум яширин иссиқлик миқдорини олади. (6.3) тенгламада қор ёки музнинг эришига сарфланадиган иссиқлик, ёғинлар билан боғлиқ бўлган иссиқлик, шамол, тўлқинлар, сув кўтарилиши ва тушуши ҳамда оқимлар кинетик энергияси диссипациясидан олинадиган иссиқлик ҳисобга олинмаган. Бирок, амалда қор ва музнинг эришига сарфланадиган иссиқликдан бошқа иссиқлик манбалари одатда эътиборга олинмайди.

Ер сирти ҳарорати ўзгарадиган ҳолларда энергиянинг сақланиш қонунига асосан тупроқнинг Δ қалинликли вертикал устунни учун

$$\Delta \frac{\partial}{\partial t} (C, \rho, T) = R + P + Q_t + LE, \quad (6.4)$$

деб ёзиш мумкин. Бу ерда ρ_t – тупроқ зичлиги, C_t – тупроқнинг иссиқлик сиғими, T – унинг ҳарорати. (6.4) тенгламанинг чап қисмидаги ҳад тупроқнинг Δ қалинликли вертикал қатлами иссиқлик миқдорининг юқорида санаб ўтилган омилларга боғлиқ равишдаги ўзгариш тезлигини тавсифлайди. Бу қатламнинг тупроқдаги қалинлиги бир неча миллиметрни ташкил этади. (6.4) тенгламанинг ўнг қисмидаги тупроқ қатламига юқори ва қуйи чегаралардан кирувчи барча иссиқлик оқимлари “плюс”, қатламдан чиқувчилари эса – “минус” ишора билан олинади.

6.2. Ер сирти ҳароратининг ўзгаришлари

Ер сиртининг ҳарорати яққол суткалик ва йиллик ўзгаришга эга.

Ҳароратнинг қуруқликдаги суткалик ўзгариши одатда ер сирти радиацион балансининг суткалик ўзгаришини такрорлайди, яъни максимум тушга яқин вақтда, минимум эса Қуёш кўтарилганидан сўнг кузатилади. Океан сиртида сув ҳароратининг суткалик тебранишлари соат 15-16 атрофида максимумга ва Қуёш кўтарилганидан 2-3 соат кейин минимумга эга бўлади. Ҳароратнинг бундай тақсимоти очиқ ёки кам булутли кунларда адвекция кузатилмайдиган ҳоллар учун хос бўлади. Булутлилик, ёғинлар ва айниқса илиқ ва совуқ адвекция ер сирти ҳароратининг суткалик ўзгаришига кучли таъсир ўтказиши мумкин. Бирок, кўп йиллик маълумотлар асосида календар ойи учун тузилган ҳарорат суткалик ўзгаришининг графиги етарлича тўғри шаклга эга.

Ҳароратнинг суткалик максимуми ва суткалик минимуми ўртасидаги фарқ *ҳароратнинг суткалик амплитудаси* деб аталади. Бу катталик нафақат радиацион баланс қийматиغا, балки ер сиртининг ҳолатига (қуруқлик ёки сув) ҳам кучли боғлиқ бўлади. Қуруқликда суткалик амплитуда тупроқнинг намланиш даражасига боғлиқ. Ўсимлик ва қор қоплами ҳам амплитудага таъсир кўрсатади. Санаб ўтилган ҳар бир омилларнинг ер сирти ҳароратининг ўзгаришига таъсирини кўриб чиқамиз.

Сув қуруқликка нисбатан икки марта каттароқ ҳажмий иссиқлик сиғими ва жуда катта иссиқлик ўтказувчанликка эга. Бундай ҳолат сувнинг турбулент алмашинув ривожланган 50-150 м қалинликли юқори қатламида яхши ифодаланган бўлади. Бундан

ташқари сув сиртидан буғланишга иссиқликнинг катта сарфи юз беради, қуёш радиациясининг ютилиши эса катта чуқурликларгача кузатилади. Кўрсатиб ўтилган омилар ҳисобига сув сиртининг суткалик ҳарорат тебранишлари амплитудаси курукликдагига нисбатан 10-100 марта кичик бўлади. Тропик кенгликларда сув сирти ҳароратининг суткалик амплитудаси бор-йўғи градуснинг бир-неча ўнлик улушини ташкил этади. Курукликда эса амплитуда бир-неча ўн градусга етиши мумкин.

Ҳароратнинг йиллик ўзгаришида куруклик ҳароратининг максимуми июлда, минимуми эса январда кузатилади. *Ҳароратнинг йиллик амплитудаси*, яъни йилнинг энг иссиқ ва энг совуқ ойлари-нинг қўп йиллик ўртача ҳароратлари фарқи кенгликка боғлиқ равишда ўзгаради. Курукликда тропик кенгликларда амплитуда кичик бўлиб, 10° кенгликда 3°С ни, 30° кенгликда эса 10°С ни ташкил этади. Ўрта кенгликларда ($\varphi=50^\circ$) у ўртача 25°С ни ташкил этади. Сув сирти ҳароратининг йиллик амплитудаси ҳам кенгликка боғлиқ, бироқ у куруклик ҳароратининг йиллик амплитудасидан камроқ. Тропикларда у 2-3°С, 40° ш.к. да 10°С, 40° ж.к. да эса 5°С атрофида бўлади.

Ўсимлик ва қор қопламанинг тупроқ ҳароратига таъсирини қараб чиқамиз.

Яланг тупроқ сиртининг ҳарорати ёзда катта қийматларга: тропикларда 82°С, Ўрта Осиёда 77-79°С, 60° ш.к. да 60°С гача ҳароратга эга бўлади. Ўсимлик қоплами тупроқнинг тунги совушини камайтиради. Бунда тунги нурланиш асосан ўсимликлар сиртидан юз беради ва улар анча кучли совийди. Ўсимлик қоплами остидаги тупроқ эса юқориқ ҳароратга эга бўлади. Бироқ кундузи ўсимликлар тупроқнинг радиацион иссишига тўсқинлик қилади. Шундай қилиб, ўсимлик қоплами остида тупроқ ҳароратининг амплитудаси камаёди, ўртача суткалик ҳарорат эса пасаяди.

Дала экинлари остидаги тупроқ сирти кундузги соатларда нам ҳаво остидаги тупроққа нисбатан 15°С совуқроқ бўлиши мумкин. Сутка давомида бундай тупроқ яланг тупроққа нисбатан ўртача 6°С га совуқроқ бўлади. Хатто 5-10 см чуқурликда ҳам 3-4°С ҳарорат фарқи сақланиб қолади.

Нурланиш омили муҳим ўрин эгаллайдиган қишда ўсимлик қоплами остидаги тупроқ яланг тупроққа нисбатан иссиқроқ бўлади.

Тупроқ иссиқлик режимининг шаклланишида ўрмонлар муҳим ўрин эгаллайди. Баландлиги 20-30 м бўлган ўрмон тупроққа қуёш радиациясининг бор-йўғи 2-7% ни ўтказди. Шу билан бирга баргли ўрмон игнали ўрмонга (қалин арча ўрмони тушаётган радиациянинг 1% гача қисмини ўтказди) нисбатан кўпроқ радиация ўтказди. Шунинг учун ўрмон массивларидаги тупроқ ҳароратининг суткалик амплитудаси атрофдаги ўрмондан ҳоли ҳудудлар тупроқ ҳароратининг суткалик амплитудасидан анча кичик бўлади.

Қишда тупроқ иссиқлик режимининг шаклланишида қор қоплами асосий ўринни эгаллайди. Қор қуёш радиациясини кучли қайтаради (катта алbedo) ва шу билан бирга деярли қора жисм каби инфрақизил радиацияни нурлайди. Шу сабабдан қор сиртининг радиацион баланси одатда манфий бўлади. Радиацион йўқотишлар таъсири остида қор сирти кучли совийди. Шу билан бирга қор кичик иссиқлик ўтказувчанликка эга. Натижада қор қоплами остида ҳарорат чуқурлик бўйлаб тез ортиб боради. Шунинг учун қор қатлами остидаги тупроқ сиртининг ҳарорати яланг сиртлар ҳароратидан доим юқори бўлади.

Ўрта кенгликларда қиш ойларида яланг тупроқ ва қор қоплами устидаги сиртлар ҳарорати фарқларининг ўртача миқдори 10-12°C ни ташкил этиши мумкин. Қор қопламида ҳароратнинг суткалик тебранишлари кичик чуқурликларгача кузатилади (20-30 см атрофида).

Баҳорда қор тупроққа совутувчи таъсир кўрсатади. Қор сиртига келувчи иссиқлик унинг эриши ва буғланишга сарф бўлади. Шунинг учун қор сирти яқинида 0°C атрофидаги ҳарорат сақланиб туради. Бу пайтда яланг тупроқ ҳарорати нолдан сезиларли юқори бўлиши мумкин.

Шундай қилиб, ёзда ўсимлик қоплами тупроқ сирти ҳароратини пасайтиради, қишда эса қор қоплами уни кўтаради. Иккала омилнинг биргаликдаги таъсири тупроқ ҳароратининг йиллик амплитудасини яланг тупроққа нисбатан тахминан 10°C га камайтиради.

Тупроқ ҳароратининг суткалик ўзгариши шунингдек қиялик экспозициясига, яъни берилган ер сирти ҳудудининг дунё томонларига нисбатан қиялик йўналишига боғлиқ. Ихтиёрий йўналишдаги қияликларда тунги нурланиш деярли бир хил, кундузги иссиқ жанубий қияликларда энг катта, шимолий қияликларда эса энг кичик бўлади.

6.3. Иссиқликнинг тупроқ ва сувда тарқалиши

Ер сиртига келган иссиқлик тупроқ ичига молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тарқалади. Ихтиёрий ξ чуқурликдаги Q_i иссиқлик оқими $-\frac{\partial T}{\partial \xi}$ вертикал градиентга пропорционал:

$$Q_i = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (6.5)$$

бу ерда λ - тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентини деб аталувчи пропорционаллик коэффициентини. λ нинг ўлчов бирлиги Вт/м °С.

Ҳарорат чуқурлик бўйлаб камайганда ($\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$) иссиқлик оқими тупроқ ичкарасига йўналган ва мусбат ($Q_i > 0$). Бундай ҳолат кундузи рўй беради. Тунда чуқурлик бўйлаб ҳарорат ортади ($\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$) ва оқим $Q_i < 0$.

Иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентининг қийматлари тупроқнинг минерал таркиби, намланганлик даражаси, шунингдек унинг ғоваклигига боғлиқ.

Тупроқнинг асосий таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанлиги қуйидагича: торф учун – 0,88, мел учун – 0,92, оҳак учун – 1,77, минераллар учун – 2,43, қумлоқ учун – 1,10-2,80.

Тупроқнинг қаттиқ таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанликлари ҳавонинг молекуляр иссиқлик ўтказувчанлигидан тахминан 100 марта катта. Шунинг учун тупроқ ғоваклиги, яъни тупроқдаги ҳаво эгаллаган ҳажмнинг тупроқнинг умумий ҳажмига нисбатининг ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги кескин камаяди. Шу сабабли ғовак тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги зич тупроққа, қумлоқ тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги бошқа турдаги тупроқларга нисбатан камроқ бўлади. Тупроқ намланганида ундаги ҳавонинг бир қисмини иссиқлик ўтказувчанлиги ҳавога нисбатан тахминан 20 марта катта бўлган сув эгаллайди. Шу сабабли тупроқнинг намланганлиги ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги ортади.

Чукурлик бўйлаб тупроқнинг хоссалари бир хил деб ҳисобласак, ҳароратнинг вақт бўйича ўзгаришини қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_1 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (6.6)$$

бу ерда $k_1 = \lambda / c_1 \rho_1$ - тупроқнинг ҳарорат ўтказувчанлик коэффициентиди.

(6.6) тенглама иссиқлик ўтказувчанлик тенгламаси (Фурье тенгламаси) дейилади.

(6.6) тенгламанинг ечимидан Фурье қонунлари деб аталувчи тўртта асосий ҳулосалар келиб чиқади.

Фурьенинг биринчи қонуни. Тупроқнинг туридан қатъий-назар ҳарорат тебранишларининг даври чуқурлик бўйлаб ўзгармайди. Бу нафақат тупроқ сиртида, балки чуқурликда ҳам 24 соат даврга эга бўлган суткалик ва 12 ой даврга эга бўлган йиллик юришнинг мавжудлигини билдиради.

Фурьенинг иккинчи қонуни. Чуқурликнинг арифметик прогрессия бўйича ортишида амплитуданинг геометрик прогрессияси бўйича камаяди. Агар сиртда суткалик амплитуда 30°C, 20 см чуқурликда 5°C га тенг бўлса, 40 см чуқурликда у 1°C дан камроқ бўлади.

Маълум чуқурликда суткалик амплитуда шу қадар камаядики, у амалда нолга айланади. Бу чуқурлик доимий суткалик ҳарорат сатҳи деб аталиб, 70-100 см чуқурликда ётади.

Ҳарорат тебранишларининг йиллик амплитудаси ҳам чуқурлик бўйлаб шу қонун асосида камаяди. Бироқ йиллик тебранишларнинг тарқалишига кўпроқ вақт талаб қилингани учун улар каттарок чуқурликка тарқалади. Йиллик тебранишларнинг амплитудалари қутбий кенгликларда тахминан 30 м, ўрта кенгликларда 15-20 м, тропикларда 10 м чуқурликда амалда нолгача камаяди. Бу чуқурликларда доимий йиллик ҳарорат қатлами бошланади.

Фурьенинг учунчи қонуни. Суткалик ва йиллик ўзгаришда ҳароратнинг максимум ва минимумга эришиши чуқурликка пропорционал равишда кечикади. Бу ҳолат иссиқликнинг чуқурликка тарқалиши учун вақт керак бўлиши билан тушунтирилади. Суткалик экстремумлар чуқурликнинг ҳар 10 см да 2,5-3,5 соатга кечикади. Бундан келиб чиқадики, масалан 50 см чуқурликда суткалик максимум ярим тундан кейин кузатилади. Йиллик максимум

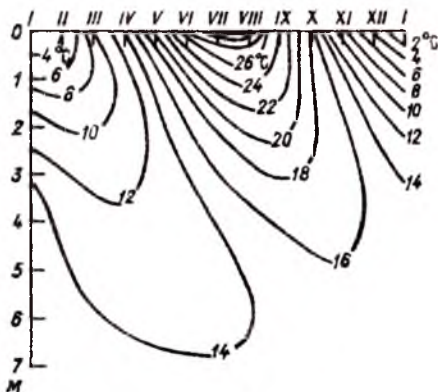
ва минимумлар чуқурликнинг ҳар бир метрида 20-30 суткага кечикади. Мисол учун, 5 м чуқурликда ҳарорат минимуми январда эмас, майда, максимуми эса июлда эмас, октябрда кузатилиши мумкин.

Фуръенинг тўртинчи қонуни доимий суткалик ва йиллик ҳарорат қатламларининг чуқурликлари ўзаро тебранишлар даврининг квадрат илдизлари нисбати каби, яъни $1:\sqrt{365}$ бўлишини билдиради. Бундан келиб чиқадики, йиллик тебранишлар сўнувчи чуқурлик суткалик тебранишлар сўнувчи чуқурликдан 19 марта катта бўлади. Фуръенинг бу қонунлари кузатиш натижалари билан старлича яхши тасдиқланган.

Турли мавсумларда тупроқ ҳароратининг вертикал тақсимооти турли чуқурликларда ҳарорат йиллик ўзгаришининг фарқланиши билан боғлиқ. Ёзда тупроқ сиртидан чуқурлашганда ҳарорат камаяди, қишда ортади, баҳорда аввал ортади, кейин камаяди, кузда эса аввал камаяди, кейин ортади.

Тупроқда ҳароратнинг чуқурлик бўйлаб сутка ёки йил давомида ўзгаришларини изоплеталар графиги ёрдамида ифодалаш мумкин. Абсциссалар ўқи бўйлаб соатларда ёки йил ойларида вақт жойланади, ординаталар ўқи бўйлаб эса тупроқдаги чуқурлик жойланади. Графикдаги ҳар бир нуктага маълум вақт ва чуқурлик мос келади. Графикка турли соатлар ёки ойларидаги турли чуқурликларда ўлчанган ҳароратнинг ўртача қийматлари туширилади. Ҳар бир ёки икки градусда ҳароратнинг бир хил қийматларини бирлаштирувчи изочизиқлар ўтказиб, термоизоплеталар оиласини ҳосил қиламиз (21-расм). Бу графикдан сутканинг ихтиёрий моменти ёки йилнинг ихтиёрий куни учун график доирасида ихтиёрий чуқурликдаги ҳарорат қийматини аниқлаш мумкин.

Сув қатламларининг турбулент аралашishi сувда иссиқлик алмашинувининг асосий механизми ҳисобланади. Турбулент аралашishi таъсирида сувнинг юқори қатламларида ҳароратнинг вертикал ўзгариши (профили) изотермик ўзгаришга яқин бўлади. Ундан пастрда сув ҳарорати чуқурлик бўйлаб кескин (сакраб) камаяди. Бу қатлам *мавсумий термик пона* қатлами деб аталади. Изотермик қатлам қуйи чегарасининг ҳолати йил давомида сезиларли ўзгаради. Июлдан октябргача изотермик қатламнинг қалинлиги 50 м га яқин бўлади.



21-расм. Тупроқ ҳарорати йиллик ўзгаришининг изоплеталари.

Бу даврда сув сирти қатламининг ҳарорати юқори бўлиб, зичлик чуқурлик бўйлаб ортади. Шу сабабли изотермик қатламда аралашиш фақат шамолнинг механик энергияси ҳисобига амалга ошади.

Куз-қиш мавсумида аралашиш нафақат шамол, балки сув сиртининг нурланиши ва буғланишида совуши оқибатида ҳосил бўлувчи конвекцияга ҳам боғлиқ бўлади. Январ-мартда изотермик қатламнинг қалинлиги 100-150 м гача ортади.

Шундай қилиб, сувдаги суткалик тебранишлар катта бўлмайди ва бир неча ўн метр тартибдаги чуқурликка тарқалади. Сувдаги йиллик ҳарорат тебранишлари эса бир неча юз метр чуқурликка тарқалади.

Сув ва тупроқда иссиқлик тарқалишининг юқорида кўриб чиқилган фарқлари шунга олиб келадикки, сув ҳавзалари йилнинг илиқ вақтида анча катта қатламда катта миқдордаги иссиқликни тўплайди ва қишда уни атмосферага узатади. Аксинча, йилнинг илиқ мавсумида тупроқ кундузи олган иссиқлигининг катта қисмини тунда атмосферага узатади ва шу сабабдан кам иссиқлик тўплайди.

Кўрсатиб ўтилган фарқлар натижасида ёзда денгиз устида ҳарорат қуруқликка нисбатан пастрок, қишда эса юқорирок бўлади.

6.4. Конвектив ва турбулент иссиқлик оқимлари. Иссиқлик узатилиши

Ер сиртидан атмосферага иссиқлик узатилиши конвектив ва турбулент иссиқлик алмашинуви, радиациянинг нурланиши ва ютилиши, сувнинг фазавий ўтишлари ва молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик жараёнлари орқали амалга ошади.

Иссиқлик оқими – бу бирлик вақт давомида бирлик юзали сиртга перпендикуляр йўналишда ҳаво зарралари узатган иссиқлик энергияси микдоридир $c_p \cdot T$ (Ж/(м²·с) ёки Вт/ м²). Иссиқлик оқими конвектив Q_k ва турбулент Q_t оқимлардан ташкил топади.

Конвектив оқим – бу ҳавонинг сиртга перпендикуляр йўналган C ўртача тезликли тартибли аралашishi билан боғлиқ бўлган оқимдир.

$$Q_k = c_p T \rho C, \quad (6.7)$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги.

Ўртача шамол тезлигининг горизонтал ташкил этувчиси вертикал ташкил этувчисидан юзлаб баробар катта. Шунинг учун конвектив оқим конвектив оқим иссиқликнинг асосан горизонтал бўйлаб узатилишини ифодалайди. Конвектив оқимнинг горизонтал ташкил этувчиси *иссиқликнинг адвектив оқими*, вертикал ташкил этувчиси эса айнан конвектив оқим деб аталади.

Иссиқликнинг *турбулент оқими* шамол пульсациялари (шамолнинг ўртача қийматларидан четланишлари)га боғлиқ. Иссиқликнинг турбулент оқими (молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик каби) ҳарорат градиентига пропорционал:

$$Q_t = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial N}, \quad (6.8)$$

бу ерда A – турбулент иссиқлик алмашинуви коэффициент, $\frac{\partial \theta}{\partial N}$ – сиртга перпендикуляр йўналишда потенциал ҳарорат градиенти.

Горизонтал бўйича турбулент алмашинуви вертикал бўйича алмашинувдан анча кичик бўлганлиги учун вертикал турбулент иссиқлик алмашинуви қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$Q_z = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

ёки (4.33) ни ҳисобга олиб,

$$Q_z = -c_p A (\gamma_a - \gamma). \quad (6.9)$$

Турбулент иссиқлик алмашинуви A қуйидаги кўринишда берилиши мумкин:

$$A = k\rho, \quad (6.10)$$

бу ерда k – турбулентлик коэффиценти ($\text{м}^2/\text{с}$).

(6.10) ни ҳисобга олиб, турбулент иссиқлик оқими тенгламаси қуйидагича ёзилади:

$$Q_z = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.11)$$

Атмосфера стратификацияси куруқ нотурғун ($\gamma > \gamma_a$) бўлганида турбулент иссиқлик оқими мусбат ($Q_z > 0$), яъни ер сиртидан атмосфера томон йўналган бўлади. Агар атмосфера стратификацияси куруқ бефарқ ($\gamma = \gamma_a$) бўлса, турбулент иссиқлик оқими нолга тенг ($Q_z = 0$), ва ниҳоят, стратификация куруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида манфий ($Q_z < 0$) бўлади.

Реал шароитларда ҳаво зарраси ёпик термодинамик система эмас. Унинг вертикал ҳаракатида атрофдаги пастроқ ҳароратли ҳавонинг қўшилиши кузатилади. Шунинг учун турбулент иссиқлик оқими нолга айлангандаги ҳароратнинг вертикал градиенти куруқ адиабатик градиентдан кичик бўлади ва у *ҳароратнинг мувозанат градиенти* (γ_m) деб аталади.

Кўп сонли тажриба маълумотларининг кўрсатишича, ҳарорат мувозанат градиентининг ўртача қиймати $0,65\text{--}0,70^\circ/100$ м га тенг экан. Демак, хатто стратификация куруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида ҳам турбулент иссиқлик оқими нолга тенг эмас, балки мусбат бўлади.

Маълум ҳажмдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариши иссиқлик оқими билан эмас, балки унга келган ёки ундан кетган иссиқлик миқдори – *иссиқлик узатилиши* билан белгиланади. Иссиқлик

узатилиши – бу ҳаво заррасига келаётган ва ундан кетаётган иссиқлик оқимларининг фаркидир. Иссиқлик узатилишининг ўлчов бирлиги $\text{Ж}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$ ёки $\text{Вт}/\text{м}^3$.

Вертикал йўналишда иссиқлик узатилиши учун формулани келтириб чиқарамиз. Атмосферада z ва $z+dz$ сатҳлар орасида бирлик юзали ҳаво устунини ажратамиз. Табиийки, ажратилган ҳажмга иссиқлик узатилиши қуйи сатҳдаги Q_z ва юқори сатҳдаги $Q_z + dQ_z$ иссиқлик оқимлари фаркига тенг бўлади, яъни

$$Q_z - (Q_z + dQ_z) = -dQ_z. \quad (6.12)$$

Оқим дифференциали dQ_z ни қуйидагича ёзиш мумкин:

$$dQ_z = \frac{\partial Q_z}{\partial z} dz. \quad (6.13)$$

Кўриниб турибдики, бирлик вақт ичида бирлик массали ҳавога иссиқлик узатилиши қуйидагига тенг бўлади:

$$\frac{dQ_z}{dm} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial Q_z}{\partial z}. \quad (6.14)$$

Иссиқлик оқими барча координаталар бўйича ташкил этувчиларга эгаллигини ҳисобга олсак, уни қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\varepsilon = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right). \quad (6.15)$$

$\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} = \text{div} \vec{Q}$ эканлигини эсласак, у ҳолда

$$\rho \varepsilon = -\text{div} \vec{Q}. \quad (6.16)$$

Шундай қилиб, бирлик вақт ичида бирлик ҳажмли ҳавога узатилган иссиқлик манфий ишора билан олинган иссиқлик оқими дивергенциясига тенг, яъни $\text{div} \vec{Q} < 0$ бўлганда иссиқлик узатилиши мусбат бўлади.

Таъкидлаш лозимки, (6.16) муносабат энергиянинг бошқа турлари ва атмосферанинг бошқа хоссалари учун ҳам ўринли.

Хусусан, уни радиация, сув буғи, импульс, атмосфера аралаш-малари ва бошқа оқимлар учун қўллаш мумкин.

Вертикал бўйича турбулент иссиқлик узатилиши учун қуйидаги муносабатни ёзиш мумкин:

$$\varepsilon_t = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.17)$$

6.5. Турбулент атмосфера учун иссиқлик узатилиши тенгламаси

Термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси (4.8) бошланғич тенглама сифатида хизмат қилади ва уни қуйидаги кўринишда ёзамиз:

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_g T}{P} \frac{dP}{dt}. \quad (6.18)$$

Тенглама ҳаво учун ёзилганлиги учун i индекси қўйилмаган.

Иссиқлик узатилишини тўртта қўшилувчининг йиғиндиси кўринишида ифодалаймиз:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k, \quad (6.19)$$

бу ерда:

ε_t – турбулент иссиқлик алмашинуви билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_n – нурли энергия оқими билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_f – атмосферада сувнинг фазавий ўтишлари билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_k – молекуляр ва турбулент арлашиш таъсирида ҳаракат кинетик энергиясининг иссиқликка айланиши (диссипация) билан ифодаланган солиштирма иссиқлик узатилиши.

(6.18) ва (6.19) тенгламаларнинг ўнг томонларини тенглаштирак,

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_0 T}{P} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k. \quad (6.20)$$

$\frac{dT}{dt}$ тўлиқ ҳосилани қуйидагича ифодаalayмиз:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t}, \quad (6.21)$$

бу ерда $\frac{\partial x}{\partial t} = u$, $\frac{\partial y}{\partial t} = v$, $\frac{\partial z}{\partial t} = w$ - ҳаво зарраси ҳаракат тезлигининг мос равишда x , y , z координата ўқлари бўйича проекциялари.

У ҳолда (6.21) қуйидагича ёзилади:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6.22)$$

$\frac{dT}{dt}$ ҳосила ҳаракатланаётган ҳаво заррасида ҳарорат ўзгаришининг тезлигини ифодаalayди ва *индивидуал ёки тўлиқ ҳосила* деб аталади. $\frac{\partial T}{\partial t}$ хусусий ҳосила фазонинг кўзгалмас нуктасида ҳарорат ўзгаришининг тезлигини ифодаalayди ва *локал ёки маҳаллий ҳосила* деб аталади. $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ йиғинди ҳароратнинг ҳаракат тезлигига боғлиқ ҳолда ўзгаришини ифодаalayб, *адвектив ҳосила* деб аталади. Ниҳоят, *конвектив ҳосила* деб аталувчи $w \frac{\partial T}{\partial z}$ кўшилувчи ҳароратнинг вертикал ҳаракат тезлигига боғлиқ ҳолда ўзгаришини ифодаalayди.

Худди шу йўл билан (6.20) тенгламадаги $\frac{dP}{dt}$ тўлиқ ҳосилани ёзиб чиқамиз:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.23)$$

Бу тенглама таркибига кирувчи ҳадларни баҳолаш ўнг томондаги биринчи учта ҳад тўртинчисидан икки тартибга кичик

эканлигини кўрсатади. Шунинг учун куйидагича ёзишимиз мумкин:

$$\frac{dP}{dt} \approx w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.24)$$

(6.22) ва (6.24) ифодаларни (6.17) тенгламани ҳисобга олган ҳолда (6.20) тенгламага қўямиз. Ҳосил бўлган ифодада $w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z}$ йиғиндини статика тенгламасидан фойдаланиб куйидаги кўринишга олиб келамиз:

$$w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z} = w(\gamma - \gamma_a). \quad (6.25)$$

Натижада ҳосил қилинган тенгламани $\frac{\partial T}{\partial t}$ га нисбатан ечамиз:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + w(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\epsilon_n + \epsilon_f + \epsilon_k}{c_p}. \quad (6.26)$$

(6.26) тенглама умумий кўринишдаги *турбулент атмосферада иссиқлик узатилиши* тенгламасининг ифодасидир.

Бу тенгламанинг таҳлили етарлича мураккаб бўлганлиги учун уни ечишнинг хусусий ҳолларини кўриб чиқамиз.

1. *Иссиқликнинг адвектив ва конвектив узатилиши*. Эркин атмосферада ҳароратнинг нисбатан кичик (1 сеундгача) вақт оралиғидаги нодаврий ўзгаришларини ўрганишда алоҳида заррага иссиқлик узатилишининг барча турларини биринчи яқинлашишда ҳисобга олмаса бўлади, яъни жараёни адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бу ҳолда (6.26) тенглама куйидагича ёзилади:

$$\Delta T = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t + w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.27)$$

ёки

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_k, \quad (6.27')$$

бу ерда $-\Delta T_a$ ҳаво массасининг горизонтал кўчиши (адвекция) таъсирида фазонинг бирор нуктасидаги ҳаво ҳароратининг Δt вақт оралиғидаги ўзгариши:

$$\Delta T_a = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) \Delta t. \quad (6.28)$$

Агар ҳаво юқорироқ ҳароратли соҳадан пастроқ ҳароратли соҳага кўчаётган бўлса, ҳароратнинг адвектив ўзгариши мусбат, яъни *иссиқлик адвекцияси* кузатилади (22-расм). Бунга карама-карши йўналишдаги ҳаракатда *совуқлик адвекцияси* юз беради.

Фазонинг фиксирланган нуктасида солиштирма иссиқлик (совуқлик) узатилиши $c_p \Delta T_a$ тенг бўлади.

(6.25) тенгламадан иссиқликнинг конвектив узатилиши куйидагига тенг:

$$\Delta T_i = w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.29)$$

Бу ҳолда куйидаги вариантлар бўлиши мумкин:

а) ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатларида ($w > 0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma > \gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k > 0$), $\gamma < \gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k < 0$) бўлади.

б) ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатларида ($w < 0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma < \gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k > 0$), $\gamma > \gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k < 0$) бўлади.

Хусусий ҳолда улкан антициклон ичида турғун стратификацияланган ҳаво массасидаги ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатлари маълум баландликда ҳаво ҳароратининг ортишига ва ҳарорат инверсиясининг пайдо бўлишига олиб келади.

Агар ҳавонинг вертикал ҳаракатлари булут ичида (тўйинган нам ҳавода) кузатилса, ҳароратнинг локал ўзгаришлари учун формула қуйидагича ёзилади:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma'_a) \Delta t, \quad (6.30)$$

бу ерда γ'_a – ҳароратнинг нам адиабатик градиенти.

Циклонларда, нам ҳавога нисбатан турғун стратификацияланган ($\gamma < \gamma'_a$) ҳавода кузатиловчи катта ҳаво масса-

ларининг кўтарилувчи ҳаракатлари циклоннинг марказий қисмида ҳавонинг совишига олиб келади.

(6.29) ва (6.30) тенгламалардан ҳавонинг вертикал ҳаракатлари бўлмаганида ($w=0$) ёки атмосфера стратификацияси бефарк ($\gamma=\gamma_a$ ёки $\gamma=\gamma'_a$) бўлганида фазонинг фиксирланган нуқтасида ҳароратнинг конвектив ўзгаришлари нолга тенг бўлиши келиб чиқади.

2. *Атмосферанинг иссиқлик ўтказувчанлиги тенгламаси.* Атмосферанинг чегаравий қатламида ҳароратнинг суткалик ўзгаришлари асосан иссиқликнинг вертикал турбулент узатилиши билан боғлиқ, яъни:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.31)$$

ёки

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z (\gamma_a - \gamma). \quad (6.31')$$

3. *Ҳаво массасининг трансформацияси.* Биржинсли бўлмаган ер сирти устида ҳаво массасининг ҳаракатланишида адвекция ва турбулент алмашинув асосий рол ўйнайди. Агар жараён мувозанатланган ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), x ўқи оқим бўйлаб йўналган ($y = 0$) бўлса, иссиқлик узатилиши тенгламаси куйидагича ёзилиши мумкин:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.32)$$

4. Маълум вақт оралиқларида (мавсум, йил) атмосферада ҳарорат ўртача қийматларининг тақсимооти асосан турбулент, фазавий ўтиш ва нурли жараёнлар билан ифодаланувчи иссиқлик оқимларига боғлиқ. Вақт бўйича ўртачалаш даври катта бўлганлиги сабабли маҳаллий, адвектив ва конвектив ҳосилалар ҳисобга олмаса бўладиган даражада кичик бўлади. Бу ҳолда иссиқлик узатилиши тенгламаси куйидагича ёзилади:

$$c_p \left(\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \varepsilon_n + \varepsilon_f = 0, \quad (6.33)$$

бу ерда

$$\varepsilon_n = -\frac{\partial}{\partial z}(U - G - Q) \quad (6.34)$$

нурли иссиқлик узатилиши. Бу тенгламада U – атмосферадан юқорига йўналган узун тўлқинли радиациянинг йиғинди оқими, G – шу радиациянинг пастга йўналган йиғинди оқими, Q – қисқа тўлқинли радиациянинг йиғинди оқими.

Сувнинг фазавий ўтишлари билан ифодаланган иссиқлик узатилиш куйидагига тенг:

$$\varepsilon_f = \rho c_v \left(\frac{dT}{dt} \right) = \rho(Lr + L'r'), \quad (6.35)$$

бу ерда L ва L' – мос равишда буғланиш ва эриш жараёнларининг яширин иссиқлиги, r ва r' – мос равишда конденсацияланган ёки сублимацияланган сув миқдори.

6.6. Ер сирти яқинида ҳаво ҳароратининг ўзгариши

Психрометрик будка кузатиш сатҳида, яъни Ер сиртидан 2,0 м баландликдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариш хусусиятларини кўриб чиқайлик. Бу сатҳда ҳаво ҳарорати ер сиртидан иссиқликни ҳавога узатувчи турбулент алмашинув ва радиацион жараёнлар таъсирида ўзгаради. Бу иссиқликнинг бир қисми бевосита ер сиртига тегиб турган энсиз ҳаво қатламида ютилади. Иссиқликнинг қолган қисми юқориқоқдаги элементар қатламга узатилади ҳамда бу ерда ютилади. Иссиқликнинг юқорига узатилиш жараёни шу тартибда давом этаверади. Бу жараён оқибатида Қуёш кўтарилганидан сўнг энг пастки қатламлардан бошлаб ҳаво ҳарорати кўтарилиб боради. Элементар ҳаво қатлами қанчалик баландда жойлашса, бу қатламларда ҳаво ҳароратининг кўтарилиши шунчалик кечикади.

Шундай қилиб, ҳаво ҳарорати суткалик ўзгаришда ер сирти ҳароратининг кетидан баландликлар бўйича маълум вақтга кечикиш билан ўзгариб боради. Одатда ўрта кенгликларда ёзда эрталаб ҳаво ҳарорати соат 9-10 гача тез кўтарилади, кейин кўтарилиш секинлашади. Максимум соат 14-15 да, яъни тушдан 2-3 соат кейин кузатилади. Бундан кейин ҳарорат аввал секин, соат 17-

18 дан кейин эса тезроқ пасаяди. Ҳарорат минимуми Қуёш чиккан вақтда кузатилади. Ҳароратнинг бундай суткалик ўзгариши турғун очик об-ҳаво шароитларига хос (6.1-жадвал).

Сув сирти устида кундузги максимум кечроқ, соат 16-17 да, яъни тушдан 4-5 соат кейин кузатилади.

Ҳароратнинг суткалик ўзгаришига булутлилик миқдори ва тури, ёғин ва айниқса адвекция катта таъсир кўрсатади. Шу сабабли ҳарорат минимуми кундузги соатларга, максимум эса тунга силжиши мумкин. Суткалик ҳарорат ўзгариши умуман бўлмаслиги, ёки суткалик ўзгариш эгри чизиғи мураккаб шаклга эга бўлиши мумкин.

6.1-жадвал

Ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгариши (°С)
Арис, Жанубий Қозоғистон

Ба- ланд лик, м	Вақт, соат											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
0,05	21,1	17,2	19,2	29,1	35,0	39,0	40,2	38,8	34,2	28,8	26,9	22,0
1,5	22,0	19,0	19,4	27,6	32,1	35,2	37,3	37,3	34,9	39,6	27,4	23,8

Бироқ, кўп йиллик давр учун ўртача суткалик ҳарорат ўзгариши синусоидага яқин эгри чизик шаклидан иборат бўлади.

Ҳарорат суткалик ўзгаришининг муҳим характеристикаларидан бири унинг суткалик амплитудаси, яъни сутка давомидаги ҳароратнинг максимал ва минимал қийматлари ўртасидаги фарқдир. Суткалик амплитуда кўп омилларга боғлиқ.

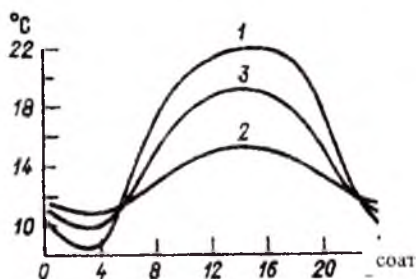
Биринчи навбатда бу ер сиртининг (куруқлик ёки сув) таъсиридир. Ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудалари океан устида куруқликка нисбатан бир ва ундан ортиқроқ тартибга кичик бўлади. Тропикларда у бор-йўғи 1-1,5°С ни ташкил этади.

Куруқликда суткалик амплитудалар тупроқ тури ва унинг ҳолатига (куруқ, намланган, ўсимлик ёки қор билан қопланган) боғлиқ. Энг катта суткалик амплитудалар куруқ қумлоқ тупроқ устида кузатилади. Чўл ҳудудларида, шу жумладан Ўрта Осиё чўлларида ҳам ёзда улар 20-25°С ва ҳагто 30°С гача бўлиши мумкин. Зич ўсимлик қоплами устида суткалик амплитуда анча кичик. Қор қоплами устида ҳам суткалик амплитуда кичик бўлади.

Жой рельефининг шакли ҳам маълум таъсир кўрсатади. Жой рельефининг каварик шакллари устида (тоғ чўкқилари ва ёнбағирлари, дўмликлар) ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси текисликка нисбатан кичикроқ, рельефнинг ботик шакллари (водий ва чуқурликлар) устида эса каттароқ бўлади (Воейков қонуни). Бунинг сабаби шундаки, каварик шаклли рельефда ҳаво тўшалма сирт билан камроқ майдонда ўзаро таъсирлашади ҳамда янги ҳаво массалари билан алмашиб, ундан тез олиб кетилади. Ботик шаклли рельефда ҳаво сиртдан кўпроқ иссиқлик олади ва кундузги соатларда узокроқ туради. Тунда эса ҳаво кучлироқ совийди ва ёнбағирлар бўйлаб пастга тушади. Радиация келиши ва эффектив нурланиш кичик бўлган тор дараларда суткалик амплитуда кенг водийларга нисбатан кичикроқ бўлади.

Булутлилик миқдори ва тури ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудасига кучли таъсир кўрсатади. Очик ҳавода суткалик амплитуда булутли об-ҳавога нисбатан сезиларли катта (22-расм). Булутли об-ҳавода суткалик амплитуда ёзда 5-6°C, кишда эса 2-3°C гача камаяди.

Санаб ўтилган барча омиллар ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудасига жой кенглиги ва мавсумга боғлиқ ҳолда турлича таъсир кўрсатади. Тўшалма сирт ҳарорати амплитудаси каби у ҳам кишда ёзга нисбатан камроқ бўлади.



22-расм. Булутлиликка боғлиқ ҳолда Павловскда ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгариши.

1 – очик ҳаво, 2 – булутли об-ҳаво, 3 – барча кунлар.

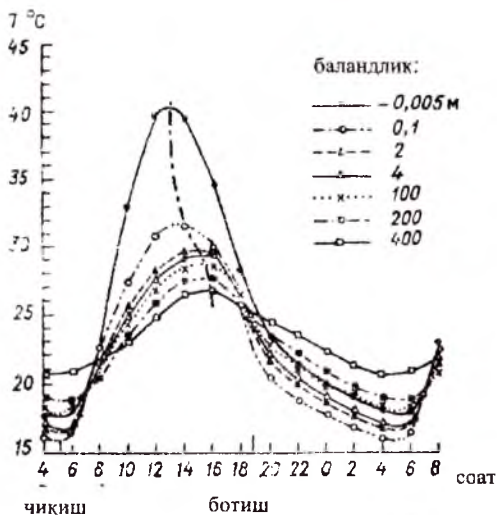
Кенглик ортиши билан туш вақтида куёшнинг горизонтдан баландлиги камайиши сабабли ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси камаяди. Қуруқликда йиллик ўртача ҳарорат суткалик амплитудаси 20-30° кенгликларда 12°C, 60° кенгликда 6°C, 70° кенгликда

эса бор-йўғи 3°C атрофида бўлади. Қатор кўп кунлар давомида қуёш чиқмайдиган ёки ботмайдиган энг юқори кенгликларда ҳароратнинг мунтазам суткалик ўзгариши умуман йўқ.

Ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгариши атмосферанинг чегаравий қатламида яхши ифодаланган. Баландлик бўйича суткалик амплитуданинг камайиши ва ҳарорат максимумларининг кечроқ соатларга силжиши суткалик ўзгаришнинг асосий хусусиятларидандир. Бу ҳолат 23-расмдан яққол кўринади.

Қуруқлик устида 1 км баландликда ҳароратнинг суткалик амплитудаси $1-2^{\circ}\text{C}$, 2 км баландликда $-0,5-1^{\circ}\text{C}$ га тенг, кундузги максимум эса кечки соатларга силжийди.

Океан устида ҳароратнинг суткалик амплитудаси пастки бир километрли қатламда баландлик бўйлаб бироз ортади. Бирок, амплитуда кичик бўлиб қолаверади.



23-расм. Олти суткалик кузатишлар катори бўйича ўртачаланган ҳаво ҳароратининг турли баландликлардаги суткалик юриши. О'Нейл (АҚШ), 1953 й. август-сентябр бошланиши.

Тоғларда тўшалма сиртнинг таъсири эркин атмосферанинг мос баландликларига нисбатан каттароқ, суткалик амплитуда баландлик бўйлаб секинроқ камаяди. Айрим тоғ чўққиларида, 3000 м ва ундан каттароқ баландликларда у $3-4^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этиши мумкин.

Ҳаво ҳароратининг нодаврий ўзгаришларига сабаб бўлувчи ҳаво массалари адвекцияси ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгаришига кучли таъсир кўрсатиши ҳақида юқорида айтиб ўтилган эди. Совуқ ҳаво адвекцияси совуқ атмосфера фронтининг ўтишида юз беради. Китъа ичкарисида ҳавонинг қишда ўта сезиларли совуши ҳарорат тахминан бир соат давомида 10-20°C га камайиши мумкин бўлганда кузатилади.

Совуқ арктик ва антарктик ҳаво массаларининг кириб келиши энг кучли совишга олиб келади. Океан устида совуқ ҳавонинг кириб келиши тропикларгача ўтиб бориши мумкин.

Қишда денгиз ҳавосининг қитъага кириб келиши ўрта кенгликларда исишга, ёзда эса совишга олиб келади.

Тропик ҳаво массаларининг кириб келишида илиқ ҳаво адвекцияси энг кучли бўлади. Ёзда қутбий кенгликларда ҳаво ҳароратининг 25-30°C гача исиши шундай кириб келишлар билан боғлиқ. Қишда эса ўрта кенгликлардан илиқ ҳавонинг олиб чиқилиши оқибатида Шимолий қутбда ҳаво ҳарорати 0°C гача кўтарилиши мумкин.

Ҳаво ҳароратининг нодаврий ўзгаришларига олиб келувчи иккинчи сабаб ҳавонинг пастга ҳаракатланишида унинг *адиабатик исиши* ҳисобланади. Бундай ҳолат ер шарининг тоғли ва тоғолди ҳудудларида *фёнлар*нинг ривожланишида кузатилади.

Ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги, яъни ўртача суткалик ҳаво ҳароратининг суткадан суткага ўзгариши ҳароратнинг нодаврий ўзгаришлари характеристикаси бўлиб хизмат қилади.

Турғун атмосфера шароитларида (одатда антициклонал шароитларда) ўртача суткалик ҳаво ҳарорати жуда кичик кийматга ўзгаради. Суткалараро ўзгарувчанлик ўрта кенгликларда одатда бир неча градусни ташкил этсада, ҳаво массалари кескин алмашганда 25-30°C га етиши мумкин.

Ҳарорат суткалараро ўзгарувчанлигининг кўп йиллик ўртача абсолют кийматлари берилган жойнинг иқлим характеристикалари ҳисобланади.

Ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги тропикларда кичик бўлиб, кенглик ортиши билан ортади. Келиб чиқиши турлича бўлган ҳаво массаларининг денгиз устида фарқи камлиги сабабли денгиз иклимида ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги қитъага нисбатан камроқ бўлади. Ғарбий Сибирнинг шимоли ва Печорада, шунингдек Шимолий Американинг ичкари қисмларида ҳаро-

ратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги ўта катта. Бу худудларда унинг қиймати йилига ўртача 3,5°C гача бўлади. Россиянинг Европа қисмида ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги йилига ўртача 2,5°C, Ғарбий Европада 2°C, Жанубий Европада эса 1,5°C атрофида бўлади. Шу билан бирга ҳамма жойда қишда бу кўрсаткич ёзга нисбатан катта: Ғарбий Сибир ва Шимолий Американинг ичкари қисмларида унинг қишки қийматлари 5-6°C гача бўлади.

Бу ҳолат қишда кучли циклонал фаолият ва у билан боғлиқ бўлган ҳароратнинг салмоқли адвектив ўзгаришлари юз беришидан далолат беради.

Нодаврий ҳарорат ўзгаришларининг намоён бўлишларидан бири *музлаш*дир. Музлаш деб ўртача сугкалик ҳарорат нолдан юқори бўлганда Ер сирти ёки ҳаво ҳароратининг 0°C ва ундан пастроқ кўрсаткичларга тушишига айтилади. Бу ҳодиса одатда баҳор ва кузда кузатилади, ҳамда совуқ ҳаво массалари, одатда арктик ҳавонинг кириб келиши билан боғлиқ бўлади.

6.7. Атмосферадаги ҳарорат инверсиялари

Ҳарорат инверсияси деганда баландлик бўйича ҳаво ҳароратининг ортиши тушунилади. Ҳарорат инверсиялари тропосферанинг бутун қалинлигига нисбатан етарлича кичик қатламларни эгаллашига қарамай, тропосферада тез-тез кузатилиб туради.

Ҳарорат инверсияси ҳароратнинг кўтарилиши кузатилаётган қатлам қалинлигини ифодаловчи *қуввати* (Δz) ва инверсия қатламининг юқори ва қуйи чегарасидаги ҳароратлар фарқини ифодаловчи *чуқурлиги* (Δt) билан тавсифланади. Инверсия қатламида ҳароратнинг вертикал градиенти ($\frac{\Delta t}{\Delta z}$) манфий қийматга эга.

Атмосферанинг турли қатламларида пайдо бўлувчи инверсиялар бевосита ер сирти устида шаклланувчи *ер сирти яқини инверсиялари* ва ер сиртидан маълум баландликда шаклланувчи *кўтарилган инверсияларга* бўлинади.

Ер сирти яқини ҳарорат инверсияларининг турлари.

Бу инверсияларнинг энг кўп тарқалган тури *радиацион инверсиялар* ҳисобланади. Ер сирти ва унга қўшни бўлган атмосфера қатламларининг тунги радиацион совуши радиацион инверсияларнинг шаклланишига сабаб бўлади. Тунги очик ҳаво ва ер сирти

яқинида шамолнинг кучсиз бўлиши инверсиянинг пайдо бўлишида энг яхши шароит ҳисобланади. Бундай шароитлар ер яқини антициклонлари, айниқса уларнинг марказий қисмлари учун ҳос бўлади. Ёзда Қуёшнинг кўтарилиши ва ер сиртининг исиши билан радиацион инверсиялар емирилади. Йилнинг совуқ даврида радиацион инверсия кундузги вақтда ҳам кузатилиши мумкин.

Радиацион инверсияларнинг қуввати одатда 200-300 м, чуқурлиги эса 10-15°C ва ундан кўпроқни ташкил этади. Арктика ва Антарктида музликлари устида ер яқини радиацион инверсиялари узоқ вақт сақланиб туриши мумкин.

Очиқ сув сиртлари устида радиацион инверсиялар камдан-кам пайдо бўлади. Кўпинча *изотермия*, яъни доимий ҳароратга эга бўлган қатлам шаклланади.

Инверсия қатламининг ичида кучли термик турғунлик кузатилганлиги учун вертикал ҳаракатлар ўта суस्ताшади. Шу сабабдан шаҳар шароитларида радиацион инверсиялар атмосфера қуйи қатламларининг атмосфера аэрозоллари билан кучли ифлосланишига олиб келади.

Орографик инверсия радиацион инверсиянинг кўринишларидан бири ҳисобланади. Очиқ об-ҳаво кузатилганда рельефнинг ботик шаклларида совуқ ҳаво туриб қолади ва ер сиртига қўшни ҳаво қатламларининг ўта кучли совушига олиб келади. Масалан, тоғ ботиклигида жойлашган Верхоянскда (совуқлик кутби яқинида), қишда ўртача ҳарорат атрофдаги тоғ ёнбағирлардаги ҳароратга нисбатан 10-15°C пастроқ. Фойдали қазилмалар олинувчи қарьерлар антропоген келиб чиқишга эга бўлган ботикликлардир. Қиш пайтида улардаги ҳаво ўта кучли ифлосланиши мумкин.

Ер яқини инверсияларининг иккинчи тури *адвектив инверсиядир*. У илиқ ҳаво массаси совуқ ер сиртига кириб келганда пайдо бўлади. Бу қишда илиқ денгиз ҳавосининг совуған қитъага ёки ёзда илиқ қитъа ҳавосининг совуқроқ денгиз сиртига томон ҳаракатланганида кузатилади.

Бу ҳолларда инверсиянинг юкори чегарасида шивалама ёғин берувчи қатламли булутлар шаклланиши мумкин. Намлик етарли бўлганда ер сирти яқинида туман ҳосил бўлади. Бундай инверсияларнинг қуввати бир неча юз метрга этади (500-600 м), чуқурлиги эса нисбатан кичик: 5-6°C.

Қор ёки баҳор инверсияси деб аталувчи инверсия адвектив инверсиянинг кўринишларидан ҳисобланади. У баҳорда, қор қошлами

устига ҳаракатланувчи илиқ ҳаво бевосита ер сирти устида сову-
ганда пайдо бўлади. Бундай инверсиянинг қуввати кичик (юз метр-
гача).

Атмосферанинг пастки 1,5-2 км қатламида *чўкиш инверсияси*
ёки *сиқилиш инверсияси* деб аталувчи кўтарилган инверсиялар тез-
тез пайдо бўлади. Улар кўпинча турғун антициклонларда, ҳам
куруклик, ҳам денгиз устида катта худудларда ва узоқ вақт давоми-
да кузатилади. Бу инверсиялар ҳавонинг пастлама ҳаракатланиши
ва бунда адиабатик исйишида пайдо бўлади. Агар тушаётган қатлам
аввал турғун стратификацияга эга бўлса, пастлашда у янада
турғунлашади ва инверсиянинг шаклланишига олиб келиши мум-
кин. Гап шундаки, ҳаво массасининг тушишида пастки қатламдаги
ҳавонинг ёйилиши юз беради. Бунинг натижасида ҳаво
қатламининг юқоридаги қисми вертикал бўйлаб кўпроқ йўлни
ўтади ва пастки қисмларга нисбатан кўпроқ адиабатик исийди.

Бу инверсиялар катта қувватга (0,8-1,0 км гача) эга бўлиши
мумкин, бироқ уларнинг чуқурлиги кичик ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{C}$). Баъзида улар
ер яқини радиацион инверсиялари билан қўшилиши мумкин. Бу
ҳолда нафақат катта қувватли, балки чуқур ($\Delta t = 15-20^\circ\text{C}$) инверсия
қатлами шаклланади.

Пассат инверсиялари деб аталувчи бундай турдаги кўтарилган
инверсиялар субтропик пассатларнинг экватор томонидаги четида
қуйи 1-2 км қатламда деярли доим кузатилади.

Кўтарилган инверсиялар булут қатламлари устида ҳам шаклла-
ниши мумкин. Бунда ҳавонинг пастлама ҳаракати катта ўрин тута-
ди. Булут қатламининг устида тушаётган ҳаво адиабатик исийди.
Булутнинг ўзида эса ҳавонинг нам адиабатик совуши юз беради. Бу
икки жараён динамик келиб чиқишга эга бўлган *булут усти инвер-*
сиясининг ҳосил бўлишига олиб келиши мумкин.

Динамик инверсиялар қуйи сатҳ найсимон оқимлари деб ата-
лувчи минимал шамол тезликлари соҳасида ҳосил бўлади. Шамол-
нинг катта тезликларида (най ўқида 15 м/с ва ундан катта) ҳавонинг
юқори ва қуйи қатламлардан ўзига хос сўриб олиниши юз беради.
Юқори қатламлар пастлайди ва курук адиабатик исийди, қуйи
қатламлар эса кўтарилади ва адиабатик совийди. Бу жараёнларнинг
натижасида яхши шаклланган ҳарорат инверсияси пайдо бўлади.

Ер сиртидан ихтиёрий баландликда *фронтал инверсиялар* ку-
затилиши мумкин. Улар фронтал зоналарнинг вертикал кесишма-
сида ҳосил бўлади. Вертикал бўйлаб совуқ фронт илиқ фронт билан

кесишадими, ёки илиқ фронт совуқ фронт билан кесишадими, бундан қатъий-назар пастдаги совуқ ҳаводан юқоридаги илиқроқ ҳавога ўтиш содир бўлади.

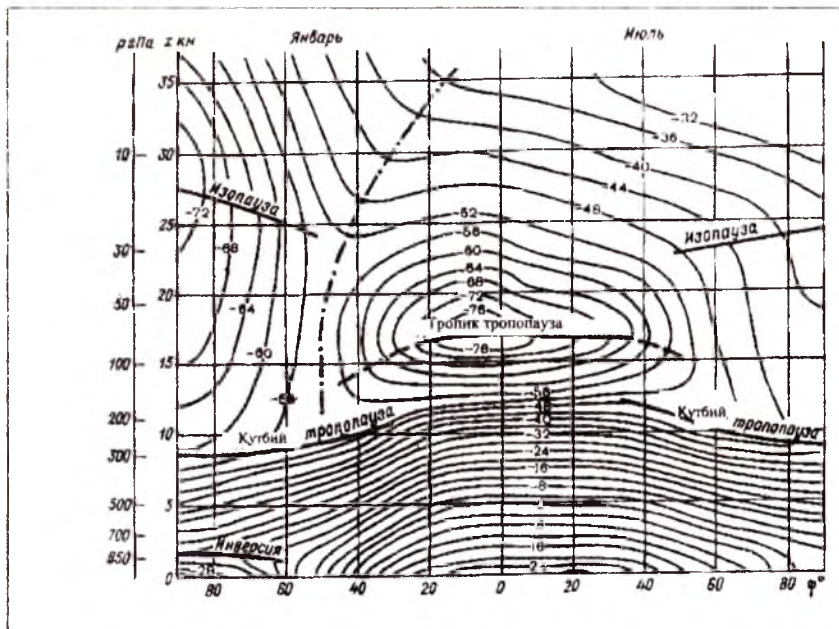
6.8. Ҳароратнинг тропосфера ва қуйи стратосферадаги тақсимоти

Тропосфера ва стратосферадаги ҳарорат тақсимотининг хусусиятлари ҳароратнинг зонал тақсимоти таҳлили асосида қараб чиқилади. Агар ҳарорат фақат кенглик ва нуқтанинг денгиз сатҳидан баландлигига боғлиқ бўлиб, узунликка боғлиқ бўлмаса, ҳарорат майдони *зонал* деб аталади. Зонал ҳарорат майдонини кузатилаётган ҳароратларни кенглик айланалари бўйича ўртачалаш йўли билан ҳосил қилиш мумкин (24-расм).

Тропосферада ҳароратнинг зонал горизонтал градиенти йилнинг ҳамма мавсумларида экватордан кутбларга йўналган. Қишда экватордан кутбий кенгликларга томон (70° гача) ҳароратнинг умумий пасайиши иккала яримшарда ҳам деярли бир хил: қуйи тропосферада $35-50^\circ\text{C}$ ва юқори тропосферада $25-30^\circ\text{C}$. Ёзда океанлар ўрта кенгликларнинг 93-100% сиртини эгаллаган жанубий яримшарда экватор ва кутбий соҳалар ўртасидаги ҳарорат фарқлари қишга нисбатан сезиларсиз камаяди: қуйи тропосферада 26°C гача ва юқори тропосферада 20°C гача. Қуруқлик катта майдонларни эгаллаган шимолий яримшарда ёздаги ҳарорат фарқлари қишга нисбатан деярли икки марта катта.

Ҳароратнинг барча кенгликларда баландлик бўйича камайиши тропосферадаги вертикал ҳарорат тақсимотининг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Яримшар бўйича ўртача вертикал ҳарорат градиенти $0,65^\circ/100$ м ни ташкил қилади. Бироқ, кенглик ва баландликка боғлиқ ҳолда ўртача қийматдан сезиларли четланишлар кузатилади.

30° ш.к. дан шимолда чегаравий қатламда (таҳминан 1,5 км баландликкача) бутун йил давомида ўртача вертикал градиентлар тропосферанинг бошқа қисмларига нисбатан кичик бўлади. Қиш ва баҳорда бу қатламда 60° ш.к. дан шимолда одатда ҳароратнинг *инверсион* тақсимоти кузатилади. Ўрта кенгликларда ўртача вертикал ҳарорат градиентлари қишда $0,05-0,10^\circ\text{C}/100$ м дан ёзда $0,44^\circ\text{C}/100$ м гача ўзгаради.



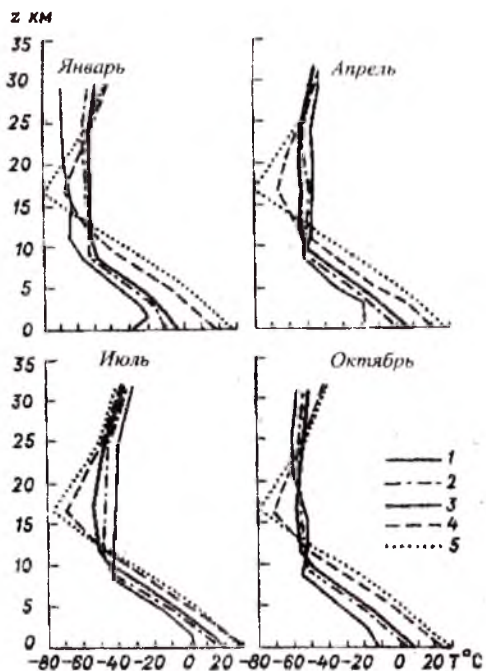
24-расм. Шимолий яримшарда январ ва июлдаги ҳавонинг ўртача зонал ҳарорати (°C).

Ўрта ва юқори тропосферада вертикал градиентлар чегаравий қатламга нисбатан катта. Ўрта кенгликларнинг ўрта тропосферасида градиент кишдан ёзга $0,40$ дан $0,55^{\circ}\text{C}/100$ м гача, юқори тропосферада эса $-0,60$ дан $0,70^{\circ}\text{C}/100$ м гача ўзгаради.

Қуйи кенгликларда қуйи тропосферадаги вертикал градиентлар ўрта кенгликларга нисбатан анча катта: йилнинг барча мавсумларида $0,50^{\circ}\text{C}/100$ м атрофида бўлади. Қуйи кенгликларнинг ўрта тропосферасида улар $0,50-0,60^{\circ}\text{C}/100$ м, юқори тропосферасида эса $-0,70-0,75^{\circ}\text{C}/100$ м ни ташкил қилади.

Тропосферанинг барча сатҳларида энг юқори ҳарорат (термик экватор) июлда 20° ш.к. яқинида, январда эса географик экватор яқинида кузатилади.

Тропопауза тропосферадан стратосферага ўтувчи қатлам сифатида кенглик ва йил мавсумига боғлиқ ҳолда катта ҳарорат тебранишларига учрайди (24-, 25-расмлар).



25-расм. Ўртача (ойлик) зонал ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланиши.

1 - 80° ш.к., 2 - 60° ш.к., 3 - 50° ш.к., 4 - 30° ш.к., 5 - 10° ш.к.

Энг баланд (16-17 км) ва совуқ (-76° дан -82°С гача) тропопауза экваториал соҳада кузатилади. Ўрта кенгликларда тропопауза ёзда 9-10 км ва қишда 11-12 км баландликда жойлашади. 50° ш.к. да бутун йил давомида унинг ҳарорати тахминан -55°С га тенг. Энг паст тропопауза (8-9 км) кутбий соҳада кузатилади. Унинг ҳарорати қишда -56°С, ёзда эса -44°С атрофида бўлади.

Қуйи кенгликларда тропосфера қалинлиги ва тропопауза баландлигининг ортишини интенсивлиги ер сиртига келаётган қуёш радиациясининг оқимиغا боғлиқ бўлган вертикал алмашинувнинг таъсири билан тушунтириш мумкин. Бу оқим катта бўлган жойларда катта баландликларгача тарқалувчи интенсив турбулент (конвектив) алмашинув ривожланади.

Субтропик кенгликларда (30-40°) тропопауза узулишларининг мавжуд бўлиши тропопауза баландлигининг кенгликлар бўйича

таксимотининг ўзига хос хусусиятидир. Экваториал ва тропик кенгликларда тропопаузанинг баландлиги 16-17 км ташкил қилади ва кенглик бўйича кам ўзгаради. Ўрта ва юқори кенгликларда тропопауза 8-12 км баландликда жойлашади, шу билан бирга кутбга томон тропопаузанинг аста-секин пастлаши кузатилади. Тропопауза узилиш ҳудудининг кенглиги 2000-2300 км га етади, унинг қалинлиги эса 2-3 км бўлади.

24-расмдан кўриниб турибдики, иккала яримшарларнинг 40° кенгликлари орасидаги ҳудудда ҳамма мавсумларда совуқ соҳа мавжуд бўлади. У тропосферанинг юқори ва стратосферанинг қуйи қисмларини эгаллайди. Бу совуқ соҳа атмосферанинг катта қисмини эгаллаган вертикал турбулент ва конвектив алмашинувнинг оқибати ҳисобланади.

Тропосферанинг қалинлиги қанча катта бўлса, унинг юқори қисмида ҳарорат шунчалик паст бўлади. Шу сабабдан юқори кенгликларда қуйи стратосфера (нисбатан) илқ бўлади. Совуқ сирт устидаги сустривожланган алмашинув нисбатан кичик баландликларга таркалади. Натижада тропопауза сатҳидаги ҳарорат ўрта ва қуйи кенгликларга нисбатан анча юқори ($-44 \div \otimes -52^{\circ}\text{C}$) бўлади.

Ёзда қуйи стратосферада ҳароратнинг горизонтал градиенти кутблардан экваторга, яъни тропосферадаги градиентга қарама-қарши йўналган. Бу шимолий яримшарда апрелдан сентябргача кузатиладиган стратосфера термик майдонининг муҳим хусусиятларидан биридир. Тропосфера градиентидан стратосфера градиентига ўтиш аста-секинлик билан амалга ошишини алоҳида таъкидлаш лозим. 25-расмдан кўриниб турибдики (июл), 10-11 км қатламда энг паст ҳарорат соҳалари ўрта кенгликларда кузатилади ($50-60^{\circ}$ ш.к.) ва фақат ундан юқоридагина паст ҳарорат соҳалари кичикрок кенгликлар томонга силжийди.

Қишда қуйи стратосферада горизонтал градиент йўналиши ўзгармайди. Бироқ, йилнинг бу вақтида юқори кенгликларга қуёш радиацияси келмайди. Хусусий нурланишнинг таъсирида маркази кутблар устида 25 ва 30 км баландликлар орасида жойлашган совуқ соҳа шаклланади. Совуқ соҳанинг арктик марказида ҳарорат -73°C гача, антарктик марказда эса -85°C ва ундан камроқгача пасаяди.

Қишда қуйи стратосферадаги энг юқори ҳарорат соҳалари ўрта кенгликларда 40° ш.к. ва 40° ж.к. орасида кузатилади, ўрта стратосферада эса у экватор томонга бироз силжийди. Шундай қилиб, қишда қуйи стратосферада ҳароратнинг горизонтал градиенти ўрта

кенгликлардан экватор ва кутбларга йўналади. Бу ноябрдан мартгача даврдаги стратосфера термик режимининг муҳим хусусиятидир.

Ўрта ва юқори стратосферада (30 км дан юқорида) барча кенгликларда ҳарорат баландлик бўйича ортади. Ёзда ҳароратнинг горизонтал градиенти кутблардан экваторга йўналган. Қишда градиентнинг йўналиши қарама-қарши ўзгаради. Кўрсатиб ўтилган ҳароратнинг вертикал ва горизонтал тақсимоти ўрта ва юқори стратосферада иссиқликнинг асосий манбаи бўлган озоннинг вақт ва фазо бўйича тақсимотининг хусусиятларига боғлиқ бўлади.

Асосий хулосалар

1. Ер сиртида ютилган нузли энергиянинг айланишлари иссиқлик баланси тенграмаси билан тавсифланади. Иссиқликнинг буғланиш, ер сиртига қўшни ҳаво қатламлари ҳамда тупроқ ва сувнинг қуйида жойлашган қатламларини иситишга сарфланадиган ташкил этувчилари ушбу баланснинг асосий ташкил этувчиларидир.

2. Иссиқликнинг тупроқ ва сувдаги тақсимланиш хусусиятлари ушбу муҳитларнинг физикавий параметрларини (иссиқлик сифими, иссиқлик ўтказувчанлик ва бошқалар) ҳисобга олувчи Фурье қонунлари билан тавсифланади. Иккала муҳит учун суткалик ва йиллик ўзариш, шунингдек жой кенглигига боғлиқлик ҳосдир.

3. Атмосферанинг иссиқлик режими атмосфера физикасининг яна бир асосий тенграмаси – турбулент атмосферада иссиқлик узатилиши тенграмаси билан тавсифланади. Кичик вақт интервалидаги (бир секундгача) ҳароратнинг нодаврий ўзгаришлари асосан иссиқликнинг адвектив ва конвектив узатилиши билан белгиланади. Вақтнинг каттароқ даврлари учун иссиқликнинг турбулент, фазавий ва нурсимон узатилишини ҳисобга олиш лозим.

4. Атмосферанинг чегаравий қатламида ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгаришига сутка вақти, йил фасли, жой рельефи ва кенглиги билан белгиланувчи турбулент ва конвектив иссиқлик алмашинуви энг катта таъсир кўрсатади. Турли келиб чиқишга эга бўлган ер яқини ва кўтарилган инверсиялар ҳарорат вертикал тақсимотининг муҳим объектларидир.

5. Тропосфера ва қуйи стратосферада ҳароратнинг тақсимланиш қонуниятлари иссиқлик узатилиши тенграмаси таркибига кирувчи ҳадларнинг термик режимдаги турли салмоғи билан

белгиланади. Уларнинг таъсирида йилнинг турли мавсумларида горизонтал ҳарорат градиентининг йўналиши шаклланади.

Назорат саволлари

1. Ер юзаси иссиқлик баланаси тенгламаси қандай ташкил этувчилардан иборат?

2. Ер юзаси ҳарорат режими қайси омиллар таъсирида шаклланади?

3. Тупроқда иссиқлик тарқалиши қандай юз беради? Фурье қонунлари нимани англатади?

4. Конвектив ва турбулент иссиқлик оқимлари нима?

5. Турбулент атмосферада иссиқлик узатилиши тенгламасини келтириб чиқаринг. Унинг алоҳида ташкил этувчиларини таҳлил қилиб беринг.

6. Адвектив ва конвектив иссиқлик узатилиши нима? Атмосферанинг иссиқлик ўтказувчанлик тенгламасини тавсифлаб беринг.

7. Ер сирти яқинидаги ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгаришлари қайси омилларга боғлиқ?

8. Атмосферанинг чегаравий қатламидаги ҳаво ҳарорати қандай ва нима учун ўзгаради?

9. Атмосферада ҳарорат инверсияларининг қандай турлари вужудга келади? Уларнинг келиб чиқиши қандай?

10. Тропосфера ва стратосфера иссиқлик режимларини характерлаб беринг.

VII БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ СУВ РЕЖИМИ

Асосий тушунчалар

1. Оқим – атмосфера ёғинлари сувларининг муайян ҳудуддан дарёларга, сўнгра океан ёки берк кўлларга оқиб чиқиши. Ер ости ва сирт оқимлари ажратилади. Сирт оқимлари ёнбағир ва ўзан оқимларига бўлинади. Оқим – намлик айланишининг ташкил этувчиларидан бир.

2. Дальтон қонуни – буғланиш тезлиги ва намлик дефицити орасидаги боғлиқлик: $w=A(E'-e)$, бу ерда E' – буғлантирувчи сирт ҳароратида сув буғининг тўйиниш эластиклиги, e – буғлантирувчи сирт устидаги буғ эластиклиги, A – пропорционаллик коэффициенти.

3. Муссон – Ер юзасининг катта қисми устида қуйи тропосферадаги маълум йўналишдаги етарлича турғун ҳаво оқими бўлиб, йўналишини йилда икки марта қарама-қарши ёки унга яқин йўналишда алмаштиради. Қишки муссонга доимо йўналиши бўйича қарама-қарши ёзги муссон қарши туради. Муссоннинг у ёки бу ярим йилликдаги, айниқса ўрта кенгликлардаги асосий йўналиши мунтазам сақланади. Вақтинча бошқа йўналишли шамоллар билан алмашганда муссон оқимларининг бузилиши кузатилади.

4. Дисперс тизим – иккитадан кам бўлмаган фазадан ташкил топган физикавий-кимёвий тизим. Улардан бири – дисперс фаза анча кичик ўлчамли заррачалар кўринишида иккинчи фаза – дисперс муҳитда тақсимланган бўлади. Уларга коллоидлар, шу жумладан аэрозоллар мисол бўлади. Атмосфера ҳавосидаги чанг заррачалари, конденсация маҳсулотлари ва бошқалар дисперс муҳит ҳисобланади.

5. Ячейкали конвекция – суюқликнинг юпқа қатламидаги конвекциянинг хусусияти бўлиб, эркин сиртга эга ва у пастдан исийди: суюқликнинг қуйи ва юқори сиртларидаги ҳароратлар фарқи муайян қийматдан ортганидан сўнг суюқлик горизонтал йўналишда ажралади. Ҳар иккала қатламнинг марказида конвекцион ҳаракат юқорига, чеккасида эса пастга йўналади. Ячейкалар секин-аста тўғри олтибурчакли шаклга айланади.

Атмосфера шароитидаги конвекциялар шундай табиатга эга бўлиши мумкин.

6. Коагуляция – булут ёки туман элементларининг (томчи ёки кристаллар) тўкнашиши ва бирикиши натижасида катталашиши бўлиб, оқибатда булут ва туманлардан йирик элементларнинг ёгин кўринишидаги тушишига олиб келади. Бунда томчилар ўзаро бирлашиши ёки кристалл заррачалар устида музлаши мумкин.

7.1. Ер шарида намлик айланиши ҳақида умумий маълумотлар

Ер шарида сувнинг доимий айланиши содир бўлиб туради. Атмосферага сув океанлар ва материклардан буғланиш натижасида келиб қўшилади. Атмосферада у конденсацияланади ва бунинг натижасида булут ҳосил бўлади, ёгинлар юзага келади ва Ер юзасига ёғади.

Сув айланишининг бутун занжирини кўриб чиқамиз. Ҳозирги вақтда уни *атмосферада намлик айланиши* деб аташ қабул қилинган. Ўртача кўп йиллик намлик айланиши қуйидагилар билан характерланади:

Ҳудуд	Қитъалар	Дунё океани	Ер шари
Буғланиш, мм/йил	423	1423	1131
тонна/йил	$0,63 \cdot 10^{14}$	$5,14 \cdot 10^{14}$	$5,77 \cdot 10^{14}$
Ёгинлар, мм/йил	689	1313	1131
онна/йил	$1,03 \cdot 10^{14}$	$4,74 \cdot 10^{14}$	$5,77 \cdot 10^{14}$
Оқим, мм/йил	266	110	
тонна/йил	$0,4 \cdot 10^{14}$	$0,4 \cdot 10^{14}$	

Қитъаларда дарёларнинг сиртдаги оқими ёгинлар миқдорининг буғланишдан катта бўлганлиги ҳисобига шаклланади. Океанларда буғланиш ёгинлар миқдоридан 110 мм га ортиқ. Бу сув буғининг ортиқча миқдори ҳаво оқимлари билан қитъаларга етиб келиб, бу ерда конденсацияланади ва булутлар ҳосил бўлади.

Атмосфера сув буги ва сув кўринишида ўртача $1,29 \cdot 10^{13}$ кг намликни ўзида ушлаб туради. Бу келтирилган сув қатламининг 25,5 мм ини ташкил қилади. Бир йилда ёққан ёгинларнинг миқдори 1131 мм га тенглигини ҳисобга олсак, бир йилда атмосферадаги сув буғи 45 маротаба ёки 8,1 суткада бутунлай алмашади. Таққослаш

учун – океанларда сувнинг тўла алмашиши 2500 йилда 1 марта кузатилади.

Ер атмосферасининг энергетик режимида сув буғининг роли беқиёс. 1 см^2 Ер сиртидан қалинлиги 113,1 см га тенг бўлган сув қатламининг буғланишига тахминан $2.82 \cdot 10^5$ Ж энергия миқдори сарфланади. 1 см^2 юзали атмосферанинг устуни бир йилда $7,6 \cdot 10^5$ Ж энергияни ютади. Шундай қилиб, ютилган энергиянинг 30% буғланишга сарфланади. Буғланишга сарфланадиган иссиқлик сарфига тенг бўлган атмосферадаги сув буғининг конденсацияланишидан ҳосил бўладиган иссиқлик узатилиши атмосфера учун $2 \cdot 10^{12}$ кВт га тенг бўлган кинетик энергиянинг генерация тезлигидан тахминан 15 марта катта.

7.2. Турбулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламаси

Атмосферада сув буғининг тарқалиши ўртача тезликли тартибланган кўчиш ва турбулент алмашинувдан ташкил топади. Молекуляр диффузия фақат буғланаётган сиртга бевосита яқин жойда, яъни буғланаётган сиртдан бир неча мм масофада сезиларли аҳамиятга эга.

Тўйинмаган ҳаво учун турбулент атмосферада сув буғи узатилиши тенгламасини келтириб чиқарамиз. Ҳаракатланаётган заррача учун сув буғининг масса улуши ўзгармас бўлганлиги сабабли, сув буғининг турбулент оқими унинг масса улуши градиентига мутаносиб бўлади:

$$Q_x = -k'_x \rho_b \frac{\partial s}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_y \rho_b \frac{\partial s}{\partial y}; \quad Q_z = -k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (7.1)$$

бу ерда k'_x – сув буғининг турбулент диффузия коэффиценти, k_b – турбулентлик коэффиценти, ρ_b – сув буғининг зичлиги.

Таъкидлаш керакки, ҳаво намлигининг бошқа характеристикалари (мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг парциал босими, шудринг нуқтаси ҳарорати) ҳаво заррачасининг ҳаракати давомида ўзгаради.

Сув буғининг оқими бу бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юзадан оқиб ўтган сув буғининг миқдоридир ($\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

Узатилиш ва оқимни ўзаро боғловчи (6.16) тенглама асосида қуйидагини ёзиш мумкин:

$$\rho \varepsilon_b = -\operatorname{div} \bar{Q}. \quad (7.2)$$

Демак, бирлик вақт давомида (1 с) бирлик ҳажмга сув буғининг турбулент узатилиши қуйидагига тенг:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right). \quad (7.3)$$

Бундан кейин сув буғининг турбулент диффузия коэффициенти турбулентлик коэффициентига тенг ($k'_b = k$) деб ҳисоблаймиз.

(7.3) тенглама таркибидаги ҳадларнинг тартиб қийматлари бир хил эмас – горизонтал турбулент узатилишини ифодаловчи ҳадларнинг тартиб қийматлари вертикал турбулент узатилишини ифодаловчи ҳаддан бир-икки тартибга кичик. Шу сабабли қуйидагини ёзамиз:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right). \quad (7.4)$$

Ҳаракатланаётган ҳаво заррачасида сув буғи масса улушининг вақт бўйича ўзгариши унинг тўлиқ ҳосиласи $\frac{ds}{dt}$ билан характерланади. Ҳаво заррачасида сув буғи микдорининг ўзгариши қуйидагига тенг бўлади:

$$\rho \frac{ds}{dt} = \varepsilon_b, \quad \text{ёки} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right). \quad (7.5)$$

Тўлиқ ҳосилани x, y, z, t координаталари бўйича хусусий ҳосила орқали ифодалаймиз:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z}. \quad (7.6)$$

(7.6) тенгламани (7.5) тенгламага қўйиб, ҳосил бўлган ифодани $\frac{ds}{dt}$ га нисбатан ечамиз:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho}, \quad (7.7)$$

Бу тенгламага мувофик, фазонинг маълум нуктасида сув буғи масса улушининг ўзгариши куйидаги жараёнлар билан белгиланади.

1. Горизонтал йўналишда ўртача оқим билан сув буғининг тартибланган кўчиши – сув буғининг адвекцияси. Агар ҳаво s нинг қийматлари катта ҳудуддан унинг қийматлари кичик ҳудудига кўчса, сув буғи масса улушининг ортиши $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$ кузатилади.

Ҳақиқатдан ҳам, ҳаво оқимини x ўқи бўйича йўналтирсак ($u > 0$, $v = 0$), y ҳолда $\frac{\partial s}{\partial x} < 0$, $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Аксинча бўлганида эса $\frac{\partial s}{\partial x} > 0$, сув буғининг масса улуши адвекция таъсирида камаяди $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$.

2. Вертикал оқимлар билан сув буғининг тартибланган кўчиши – сув буғининг конвекцияси. Агар буғ улуши вертикал бўйича камайса $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$, y ҳолда кўтарилувчи ҳаво оқимларида ($w > 0$) кўрилаётган сатҳда сув буғининг масса улуши вақт ўтиши билан ортади $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Пастга тушувчи ҳаво ҳаракатларида ($w < 0$), y камаяди $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$. Бундай вазият атмосферада тез-тез кузатилади.

3. Турубулент диффузия натижасида сув буғининг кўчиши. Вертикал йўналишда турбулент диффузиянинг роли жуда катта. Турбулент аралашуш ҳисобига диффузия сув буғи масса улушининг вертикал бўйича текис тақсимланишига олиб келади. Турбулент диффузия йўли билан горизонтал йўналишда сув буғининг кўчиши ниҳоятда кичик. Лекин, тўшалган сиртнинг хусусиятлари кескин ўзгарадиган жойларда (масалан, денгиз соҳили) горизонтал турбулент диффузиянинг улуши ҳисобга олиниши керак.

4. (7.7) тенгламадаги охириги ҳад сувнинг фазавий ўтишлари натижасида (буғланиш, конденсация) ҳаво заррачасида сув буғининг ортиши ёки камайишини характерлайди. Бу ерда m – бирлик вақт ичичда бирлик ҳажмда конденсацияланган (ёки буғланган) сув буғи (ёки сувнинг) массасидир.

(7.7) тенглама иккинчи тартибли хусусий ҳосилали дифференциал тенгламадир. Унинг ечилиши зарур бўлган

чегаравий ва бошланғич шартларни тўғри бериш билан белгила-
нувчи қийинчиликларга боғлиқ.

Бошланғич шарт, одатда, бошланғич вақт momentiда фазода сув буғи масса улушининг маълум бўлган тақсимоти билан белгиланади. Чегаравий шартлар кўрилаётган ҳудуднинг чегараларида сув буғи масса улушининг ўзгаришларини тавсифлайдиган функциялар билан белгиланади. Қуйи чегара сифатида, одатда, Ер сирти олинади. Бунда сув сирти ёки кучли намланган сирт яқинида сув буғи тўйинган ҳолатда деб ҳисобланади. Қуруқ Ер сирти яқинида чегаравий шартларни белгилаш қийин. Бу ҳолларда Ер сиртининг иссиқлик баланси қўлланилади. Юқори чегара сифатида тропопауза ёки сув буғи оқимлари нолга айланадиган сатҳ қабул қилинади.

7.3. Табиий шароитда буғланиш. Буғланувчанлик

Молекуляр-кинетик назарияга мувофиқ, буғланиш шундай жараёнки, унинг давомида суюқликнинг маълум бир қисми сиртдан узилиб чиқиб кетади. Кўрилаётган ҳароратда бу молекулаларнинг ўртача кинетик энергияси сиртга яқин бўлган суюқлик қатламидаги қўшни молекулаларнинг тортиш кучини енгнишга етарли бўлади. Бу жараён давомида бажарилган иш буғланиш иссиқлигига тенг бўлади. Сув учун 0°C ҳароратда буғланиш иссиқлиги 2500 кЖ/кг , 100°C га тенг бўлган ҳароратда – 2258 кЖ/кг га тенг бўлади.

Амалий мақсадларда қиймати бирлик вақт мобайнида бирлик юзадан буғланган сув массасига тенг бўлган *буғланиш тезлиги* ҳисобланади. 1 м^2 юзадан буғланган 1 мм қалинликли сув 1 кг массага тенг бўлади. Демак, буғланиш тезлиги кг/м^2 ёки мм/с да ўлчанади. Табиий шароитларда буғланиш тезлиги кўп омилларга боғлиқ. Дальтон қонунига асосан, буғланиш тезлиги намлик дефицитига (етишмаслигига), яъни буғланаётган сирт ҳароратида тўйинган сув буғининг парциал босими E_s ва ҳаводаги сув буғининг парциал босим e ўртасидаги фарққа мутаносиб. Бундан ташқари буғланиш тезлиги ҳаво босими P га тесқари мутаносиб. Лекин бу омилни фақат тоғли ҳудудларда ҳисобга олиш лозим. Текисликда ҳаво босимининг тебранишлари ҳисобга оладиган даражада эмас.

Умумий кўринишда қуйидаги эмпирик ифодани қўллаб буғланиш тезлигини аниқлаш мумкин:

$$v = k \frac{E_s - e}{p} f(\vartheta), \quad (7.8)$$

бу ерда k – буғланаётган сиртнинг ўлчами ва турига боғлиқ бўлган мутаносиблик коэффициентини, $f(\vartheta)$ – шамол тезлигининг буғланиш тезлигига таъсирини ҳисобга олувчи функция.

(7.8) ифодадан кўриниб турибдики, $E_s - e$ айирма қанча катта бўлса, буғланиш тезлиги шунча катта бўлади. Агар буғланаётган сувнинг ҳарорати ҳаво ҳароратидан катта бўлса, у ҳолда E_s кўриляётган ҳаво ҳароратидаги тўйиниш босимидан E дан катта бўлади. Бунда ҳаводаги сув буғи тўйиниш ҳолатида бўлса ҳам буғланиш давом этаверади, чунки $e = E_s$ бўлсада $E < E_s$. Агар буғланаётган сирт ҳаводан совуқроқ бўлса, у ҳолда етарлича катта нисбий намликда $E_s < e$ бўлиб қолиши мумкин. Бундай шароитда ҳавода тўйиниш бўлмаса ҳам сиртта конденсация бошланиши мумкин.

Сув ҳавзалари ўлчамининг буғланиш тезлигига таъсири қуйидагида. Барча сув ҳавзаларини учга бўлиш мумкин: кичик (диаметри 1 км дан кам), чегараланган (диаметри 1 км дан 100 км гача) ва чексиз (диаметри 100 км дан ортик).

Чексиз сув ҳавзалари устида ҳаво ҳарорати, намлиги ҳамда шамол тезликлари (фазо ва вақт бўйича) нисбатан секин ўзгаради. Демак, (7.7) тенгламадаги адвектив ва конвектив ҳадларнинг, шунингдек, шамолнинг буғланиш тезлигига таъсири катта бўлмайди.

Кичик сув ҳавзалари устида сув ва қуруқлик ўртасидаги ҳаво ҳарорати ва намлигининг горизонтал фарқлари катта бўлади. Қуруқлик устидан тўйинмаган ҳавонинг адвекцияси намлик дефицитини орттириб, шамол тезлигига боғлиқ равишда буғланишни кучайтиради.

Денгиз шўр суви сиртидан буғланиш ҳисобланганида тўйинган буғнинг босими туз эритмасига нисбатан олиними лозим. Бу босим чучук сув устидагидан кичик бўлганлиги учун, намлик дефицити, ва, демак буғланиш тезлиги камаяди. Денгиз суви шўрлигини ҳисобга олмастик, буғланишни 10-20% гача кўпайтириб кўсатиши мумкин.

(7.8) формула муз ва қор сиртидан буғланиш тезлигини аниқлашда қўлланилиши мумкин. Тажрибалар кўрсатадики, эски зич қор, ва айникса, муз сиртидан, янги ёққан қор сиртига

қараганда буғланиш тезлиги анча катта. Бу муз ва зич қорни янги ёққан қорга нисбатан иссиқлик ўтказувчанлиги катта бўлганлиги билан изоҳланади. Шунинг учун ҳам муз ва зич қорнинг чуқурликдаги қатламларидан иссиқлик оқими каттарок ва шу сабабли янги ёққан қорга нисбатан уларнинг сиртлари илиқроқ бўлади.

Табиий шароитда буғланишни ўлчаш мураккаб масала бўлганлиги учун буғланиш тезлиги ва буғланган сув миқдорини аниқлаш учун ҳисоблаш усуллари қўлланилади. Улардан баъзиларини кўриб чиқамиз.

Буғланиш тезлигини аниқлаш учун энг оддий эмпирик формула В.В.Шулейкин формуласидир:

$$V = CU(E, -e), \quad (7.9)$$

бу ерда U – шамол тезлиги (м/с), C – сув буги босимини ўлчаш баладдигига боғлиқ бўлган коэффициент.

Агар босим (гПа да) психрометрик будка (2 м) баландлигида ўлчанса, у ҳолда шамол тезлигини айнан шу баландликда ўлчаш учун C нинг қиймати $0,34 \cdot 10^{-6}$ га тенг бўлади.

М.И.Будико иссиқлик баланси тенгламаси асосида буғланишни аниқлаш усулини ишлаб чиққан:

$$V = \frac{(R - P)\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta t}, \quad (7.10)$$

бу ерда Δe ва Δt – 0,5 ва 2 м баландликлар орасида сув буги парциал босими (гПа да) ва ҳароратнинг градиент ўлчашлар асосида ҳисобланган фарқлари, $R - P$ – Ер сирти радиация баланси ва тупроқ ёки сув ичига йўналган иссиқлик оқими орасидаги фарқ (кВт/м^2), V нинг ўлчов бирлиги мм/соат.

Градиент ўлчашлар асосида нам тупроқ ёки сув сиртидан буғланишни аниқлаш учун қуйидаги формуладан ҳам фойдаланилади:

$$V = 0,05U_1 \frac{a_1 - a_2}{\ln \frac{z_2}{z_1}}, \quad (7.11)$$

бу ерда a_1 ва $a_2 - z_1$ ва z_2 баландликларда ўлчанган мутлак намлик (г/см^3), $U_1 - 1$ м баландликдаги шамол тезлиги (см/с).

Бир хил турдаги Ер сиртлари учун ҳақиқий буғланиш ёки буғланиш ва мумкин бўлган буғланиш ёки буғланувчанликни ажратиш мумкин.

Буғланувчанлик деб, намлик заҳираси билан чекланмаган, мумкин бўлган максимал буғланишга айтилади. Сув ҳавзаси ёки ортиқча намланган тупроқ юзасидан буғланиш катталиги буғланувчанлик катталигига мос келади.

Ортиқча намланган ҳудудларда ҳақиқий буғланиш буғланувчанликка яқин, қурғокчил ҳудудларда буғланиш буғланувчанликдан анча кичик бўлади.

7.4. Атмосферада ҳаво намлигининг ўзгариши

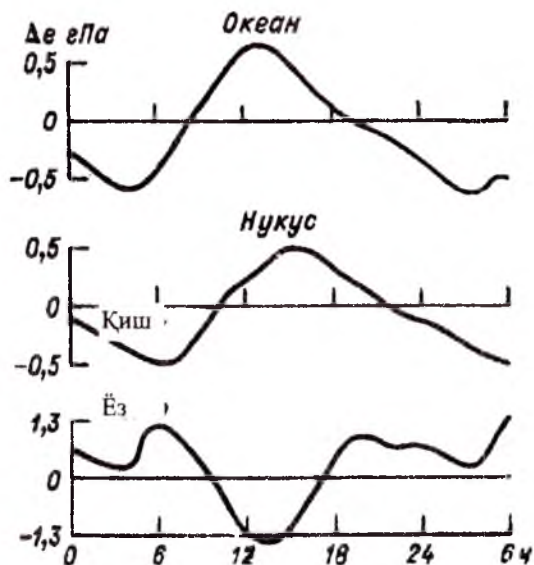
Атмосферага сув буғининг қўшилишини таъминловчи ягона жараён Ер сиртидан сувнинг буғланишидир. Сув буғи эластиклиги e , мутлак намлик a ва сув буғи масса улуши s нинг суткалик ўзгариши, ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби кўп йиллик ўртача қийматларида алоҳида кунлар бўйича қийматларига нисбатан яққолроқ кўринади.

Юқорида санаб ўтилган ҳаво намлиги характеристикалари суткалик ўзгаришларининг икки тури ажратилади.

Биринчи тур ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби оддий суткалик ўзгаришга эга. Суткалик максимум кундузи, ҳаво ҳарорати энг юқори қийматларига эришганида, минимум эса – Қуёш чиқишидан олдин кузатилади. Бу тур мунтазам буғланиш имконияти бор бўлган жуда нам, шу билан бирга кучсиз вертикал намлик алмашинуви кузатиладиган жойларга хос. Шу сабабли мазкур суткалик ўзгариш кенг сув сиртлари ва қишда қитъалар учун характерли (26-расм).

Суткалик ўзгаришнинг иккинчи тури йилнинг илиқ, сув буғининг босими, мутлак намлик ва сув буғининг масса улуши s иккиланган суткалик ўзгаришга эга бўлган пайтда, қитъалар ичкарасида кузатилади (26-расмга қаранг). Биринчи минимум ҳаво ҳарорати минимуми кузатилганда эришилади. Сўнг соат 9-10 ларгача ҳаво ҳарорати ортиши билан намлик характеристикалари ҳам тез ортади. Бундан кейин намлик камаяди ва соат 15 ларда иккинчи минимум кузатилади. Қуруқ ва иссиқ ҳудудларда бу

минимум асосий ҳисобланади. Иккинчи минимумдан кейин намлик қийматлари яна орта бошлайди ва соат 21-22 ларда иккинчи максимумга эришади, сўнгра намлик эрталабки минимумгача камаяди.



26-расм. Сув буғи босимининг тропик океанда ва чўлда (Нукус) қиш ва ёзда суткалик ўзгариши. Δe - ўртача суткалик қийматларидан четланиш.

Ҳаво намлиги иккиланган суткалик ўзгаришининг сабаби қуруқлик устида кундузги соатларда конвекциянинг ривожланиши ҳисобланади. Қуёш чиқиши билан тупроқ исий бошлайди. Бу билан бирга буғланиш ортади ва Ер юзаси яқинида буғ эластиклиги ортади. Бироқ соат 8-10 лар атрофида Ер юзаси яқинидаги қатламда нотурғун стратификация юзага келади ва конвекция етарлича ривожланади. Конвекция жараёнида сув буғи унинг градиенти йўналишида, яъни пастдан юқорига кўчади. Бу кундузи Ер юзаси яқинида буғ миқдорининг камайишига олиб келади. Кечга томон конвекция кучсизланади, исиган тупроқ устидан буғланиш эса ҳали юқори. Шу сабабли Ер юзаси яқинидаги қатламда буғ миқдори орта бошлайди. Бироқ тунги соатларда буғланиш жуда камайиб кетади,

ҳаво совишида Ер юзасида сув буғи конденсацияланади ва шудринг ҳосил бўлади. Буғ эластиклигининг тунги камайиши шунга боғлиқ.

Тоғ станцияларида буғ эластиклигининг суткалик ўзгариши ҳарорат ўзгаришига параллел: максимум тушдан кейин, конвекция сув буғини юкори қатламларга интенсивроқ олиб кета бошлаганда юзага келади. Тоғ станцияларида амплитуда кичик ва экстремал кийматлар кечикади.

Нисбий намликнинг суткалик ўзгариши буғ хақиқий эластиклигининг e суткалик ўзгариши ва тўйинган буғ босимининг E суткалик ўзгаришига боғлиқ. Бироқ, у бевосита ҳароратнинг суткалик ўзгариши билан боғлиқ. Буғ босими e умуман, сутка давомида кам ўзгаради; тўйинган буғ босими E ҳарорат билан бирга кескин ўзгаради. Шу сабабли нисбий намликнинг суткалик ўзгариши ҳароратнинг суткалик ўзгаришига етарлича тескари боғлиқ. Ҳарорат пасайганда нисбий намлик ортади, ҳарорат ортганда эса камаяди. Натижада нисбий намликнинг суткалик минимуми ҳаво ҳароратининг суткалик максимумига, яъни тушдан кейинги соатларга мос келади, нисбий намликнинг суткалик максимуми эса ҳаво ҳарорати суткалик минимумига, яъни куёш чиқишидан олдинги соатларга мос келади.

Денгизларда ҳароратнинг суткалик амплитудаси кичик бўлганлиги учун нисбий намликнинг суткалик ўртача амплитудаси ҳам кичик. Россиянинг ички жанубий денгизларида нисбий намликнинг суткалик амплитудаси кишда 5-7%, ёзда 10-15% ни ташкил этади. Океанларда у яна ҳам кичик.

Курукликларда суткалик амплитуда денгиздагига қараганда каттароқ, айниқса ёзда. Денгиз иқлими яққол ифодаланган Дублинда у кишда 7%, ёзда 20%; Венада кишда 9%, ёзда 27%; Нукусда кишда 25%, ёзда 45%. Ҳиндистонда муссондан олдинги жазирама вақтда суткалик амплитуда 40% атрофида, муссон ёмғирлари даврида эса -20% атрофида.

Албатта, очиқ кунларда нисбий намликнинг суткалик ўзгариши булутли кунлардагига қараганда яққолроқ намоён бўлади. Ҳароратнинг суткалик ўзгариши ҳам ҳудди шундай. Шундай қилиб, Венада очиқ кунларда амплитуда кишда 20% ва ёзда 43%, яъни юкорида келтирилган умумий ўртачадан анча юкори.

Нисбий намликнинг суткалик ўзгаришининг бузилишига денгизлар қирғоқларидаги бризлар сабаб бўлади. Кундузги денгиз-

дан эсадиган бризда ҳарорат пасаяди, нисбий намлик эса нормал суткалик ўзгаришни бузиб, ортади.

Тоғли ҳудудларда нисбий намликнинг суткалик ўзгариши ҳароратнинг суткалик ўзгаришига параллел. Максимум кундузги соатларга тўғри келади, бу вақтда булут ҳосил бўлиши ортган бўлади.

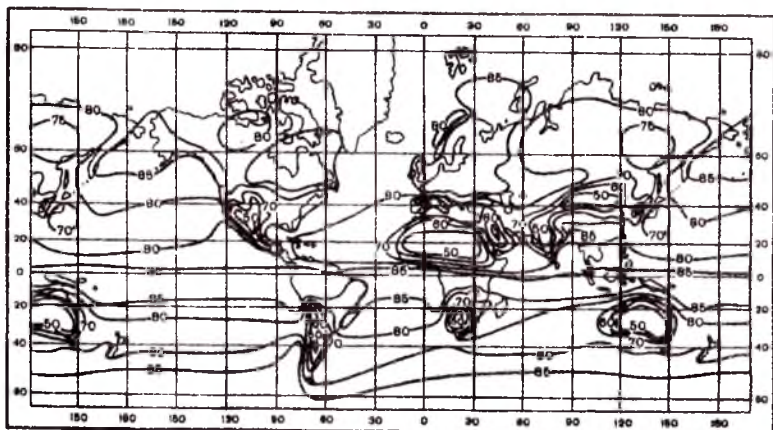
Буғ эластиклигининг йиллик ўзгариши ҳароратнинг йиллик ўзгаришига параллел, ёзда у катта, қишда кичикроқ. Йилнинг энг илиқ ва энг совуқ ойлари одатда буғ эластиклиги қийматларининг энг юқори ва энг кичик қийматли ойлари ҳисобланади. Баъзида буғ миқдорининг экстремал қийматлари ҳароратнинг экстремуми кузатиладиган ойга нисбатан кечикади. Тропикларнинг ҳарорат максимуми ёмғирли давр бошланишидан олдин кузатиладиган ҳудудларида бу миқдорининг максимуми ёмғирлар бошланишига мос келади.

Йиллик ҳарорат амплитудаси қанча катта бўлса, буғ босимининг йиллик амплитудаси шунча катта бўлади. Шундай қилиб, континентал иқлимда у денгиз иқлимидагидан катта. Қишки кескин қуруқ ва ёзги кескин сернам бўлган муссон соҳаларида у янада катта. Океанларда ва денгиз иқлими қуруқликда, асосан экваториал ҳудудларда буғ миқдори йиллик амплитудаси кичик.

Масалан, буғ босимининг гектопаскаллардаги ўртача қийматлари Москвада (континентал иқлим) – январда 3, июлда – 16, Парижда (денгиз иқлими) – январда 6, августда – 14; Пекинда (муссон иқлими) – январда 3, июлда – 24, Жакартада (экваториал иқлим) – августда 26, апрелда – 29.

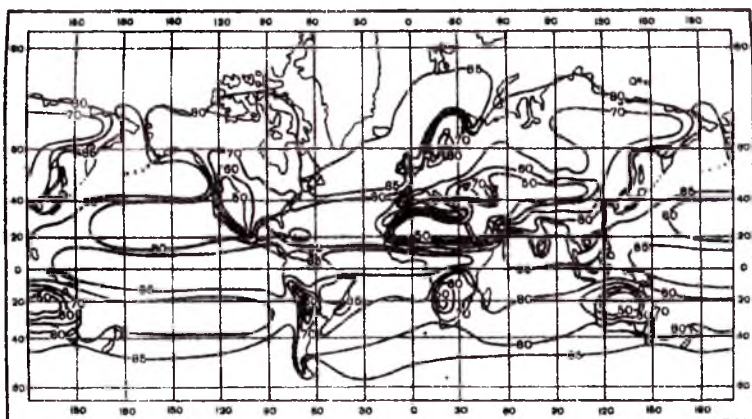
Нисбий намлик ҳам йиллик ўзгаришда ҳароратга тескари ўзгаради. Масалан, Москвада у январда 85%, июлда 68%. Бирок, муссон ҳудудларида денгиз ҳавоси кириб келишида ва муссон ёғинлари ёққан вақтларда нисбий намлик ёзда ортиқроқ. Қишда ҳаво массалари қуруқликдан чиқиши даврида нисбий намлик камроқ. Масалан, Владивостокда у июлда 89%, ноябрда 68% (27-, 28-расмлар).

Баландлик ортиши билан сув буғи эластиклиги, мутлақ намлик ва сув буғининг масса улуши камайиб боради. Пастки 100 м қатламда айтиб ўтилган катталикларнинг тақсимооти логарифмик қонун бўйича старлича яхши изоҳланади.



27-расм. Нисбий намликнинг ўртача тақсимоти (%). Январ.

Баландлик ортиши билан намликнинг камайиши алоҳида ҳолларда турлича кечади. Бу ҳавонинг аралashiш шароити ва ҳароратнинг вертикал тақсимотига боғлиқ. Ўртача қилиб олинганда сув буғи босими баландлик ортиб бориши билан камайиб боради. Баландлик орған сари сув буғи босими билан бирга хаводаги мутлақ намлик ҳам тез камайиб боради.



28-расм. Нисбий намликнинг ўртача тақсимоти (%). Июл.

Намлик характеристикаларининг баландлик бўйича тақсимотини изоҳловчи эмпирик формулалар мавжуд. Хусусан, бу Зюринг-Хргиан формуласи:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}}, \quad (7.12)$$

бу ерда e_0 – Ер юзаси сатҳида сув буғи босими (эластиклиги), z – баландлик (километрларда).

Ўлчов маълумотлари бўйича жами сув буғининг 55% и - пастки 20 км қатламда, 90% и – 0-5 км қатламда ва 99% дан ортиғи тропосферада жойлашган.

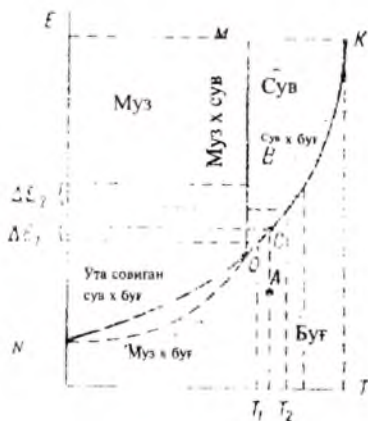
Нисбий намлик баландлик бўйича қонуниятга камроқ бўйсуниб ўзгаради. Умуман у баландлик ортиши билан камаяди. Бироқ булут ҳосил бўладиган сатҳда нисбий намлик албатта ортади. Ҳарорат инверсияси мавжуд сатҳларда у ҳарорат ортиши натижасида жуда кескин камаяди.

Мутлақ намликнинг баландлик бўйича тақсимотини билган ҳолда, Ер юзаси бирлик майдони устидаги бутун ҳаво устунида қанча сув буғи мавжудлигини ҳисоблаб топиш мумкин. Бу катталикни атмосфера устунининг намлик миқдори деб аталади. Ер юзасининг ҳар бир квадрат метр бўлаги устидаги атмосфера ҳавосида 28,5 кг атрофида сув буғи мавжуд.

7.5. Атмосферада сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси

Атмосферада ва Ер юзаси устида доимо сувнинг бир агрегат ҳолатдан бошқа ҳолатга фазавий ўтиши содир бўлиб туради. График кўринишда бу ўтишлар сув учун фаза ҳолати диаграммаси ёрдамида тасвирланиши мумкин (29-расм). Диаграммада учта чегара ажратилади, бу чегараларнинг ҳар бирида сув кристалл фаза ҳолатида (муз), суёқ - сув ёки буғ ҳолатида - буғ бўлиши мумкин.

Диаграммада ОМ чизик муз ҳосил бўлиши ва сувнинг кристалланиш ҳолати орасидаги динамик мувозанат шароитини характерлайди. ОК чизик икки фаза ҳолати – конденсация ва буғланишнинг мувозанат ҳолатига мос келади. Конденсация учун сув буғи тўйиниш ҳолатида бўлиши керак. ОН чизик сув буғининг суёқ фаза ҳолатига ўтмасдан бирданига кристалл ҳолатига ўтишини характерлайди. Бу сублимация жараёни деб аталади. О нуқтада эгри чизиклар кесишади ва у учлик нуқта деб аталади. Унинг координатлари $t=0,01^{\circ}\text{C}$ (273,16 К), $E_0=6,11$ гПа. Ҳарорат ва босимнинг бу қийматларида уччала фазанинг ҳаммаси мувозанат ҳолатида бўлади.



29-расм. Тўйиниш босимининг буғлантирувчи сиртнинг ҳарорати ва фазавий ҳолатига боғлиқлиги.

Мусбат ($t > 0^{\circ}\text{C}$) ҳароратларда сув фақат суюқ ёки буғ ҳолатда бўлиши мумкин. Тўйиниш ҳолати ҳароратнинг муайян қатъий қийматларида содир бўлади. Бунда ҳарорат ортиши билан тўйиниш босими аввалига охиста, кейин эса тез ортади (ОК эгри чизик). Ҳарорат ўзгаришининг тўйиниш босими ўзгаришига таъсирини баҳолаймиз. Фараз қилайлик ОК эгри чизигининг турли қисмларида ($T_2 > T_1$) ҳарорат бир хил қийматларга ўзгарсин. Ҳароратнинг иккала мос қийматлари учун тўйинган буғ босимининг ортиши турлича бўлади $\Delta E_2 > \Delta E_1$. Бу тўйинган ҳаво ҳароратининг бир хил қийматларга камайишида сув буғи юқори ҳароратларда, паст ҳароратлардагига қараганда кўп конденсацияланишини англатади.

Ордината ўқига параллел ихтиёрий учта A , B , C нуқтани кўрамиз. Уччала нуқталарнинг ҳаммасида ҳарорат бир хил. Бу нуқталарга мос сув буғи босимлари e_A , e_B , e_C . ОК эгри чизигида жойлашган C нуқтада сув буғи ва сув мувозанат ҳолатида, яъни буғланаётган сув миқдори конденсацияланаётган сув буғи миқдорига тенг. A нуқтада шу нуқтадаги ҳароратга мос сув буғининг босими e_A тўйиниш босимидан кичик ($e_A < E$). Бу ҳолатда сувнинг буғланиши конденсациядан устунлик қилади ва буғланиш жараёни сув буғланиб бўлмагунча давом этади. Бундан A нуқта

учун буғ кўринишидаги ҳолат барқарор эканлиги келиб чиқади. Шунга ўхшаш фикрлаш B нукта суюқ ҳолат барқарор эканлигини кўрсатади.

Манфий ҳароратларда ($t < 0^{\circ}\text{C}$) сув кристалл (муз) ёки суюқ (ўта совиган) ҳолатда бўлиши мумкин. Бу ҳолатда ўта совиган ҳолат барқарор бўлади. Манфий ҳароратларда ўта совиган сув ва муз устида тўйинган сув буғи босимини таққослаймиз. Учиб чиқаётган сув буғи молекулаларининг сув молекулалари билан қўшилганлик кучи муз молекулалари билан қўшилганлик кучидан кичиклиги сабабли, сув буғининг мувозанат босими ўта совиган сув устида муз устидагидан катта (бир хил ҳароратда).

Агар булутда сув томчилари ва муз кристаллари аралашмаси мавжуд бўлса, унда кристаллар ўсиши устунлик қилади, бу сув буғининг улар устига сублимацияси натижасида содир бўлади.

Ўта совиган сув ва муз устидаги тўйинган сув буғи босими эгри чизиклари орасида жойлашган нукталар муз ва буғ орасидаги барқарор ҳолатга мос келади.

Юқорида кўриб чиқилган тўйиниш босимининг ҳарорат ва буғлантирувчи юза фаза ҳолатига боғлиқлигидан ташқари тўйиниш босимига бошқа омиллар ҳам таъсир этади.

а. *Буғлантирувчи юзанинг эгрилиги.* Буғлантирувчи юзаларнинг уч хил кўриниши билан танишамиз: каварик, ясси, ботик. Сув буғининг ҳар бир молекуласи суюқлик молекулалари билан ўзаро таъсирда бўлади. Бу ўзаро таъсир алоҳида молекуланинг ўзаро таъсир сфераси радиусига боғлиқ. Агар буғланаётган сирт каварик бўлса, унда ўзаро таъсир сферасига ясси юзадагига қараганда суюқликнинг камроқ молекуласи тушади. Бу шунга олиб келадики, каварик юзадан молекулаларнинг учиб чиқиши ясси юзага қараганда осонроқ, ботик юзадан эса ясси юзага қараганда қийинроқ. Шу сабабли тўйиниш босими каварик юза устида ясси юза устидагига нисбатан катта, ботик юза усти ясси юзага нисбатан кичик, яъни $E_{\text{каварик}} > E_{\text{ясси}} > E_{\text{ботик}}$.

Атмосфера шароитида булутдаги сув томчиси каварик юзага эга. Булут элементларининг ўлчамлари катта спектрга эга: майда томчилардан йирик томчиларгача. Бу томчилар эгрилик радиуслари бир хилда эмас. Тўйиниш босими томчилар эгрилигига боғлиқ. Юқорида билдирилган фикрлар бўйича йирик томчилар устида тўйиниш босими кичик томчилар устидагига қараганда кичик, яъни

$E_R < E_r$, бу ерда $R > r$. Бу ҳол булутда майда томчиларнинг йирик томчиларга қайта конденсацияланишига олиб келади.

б. *Тузлар эритмалари*. Реал атмосферада сув буғи конденсация ядролари устида конденсацияланади. Улар орасида ҳар хил тузлар ва бошқа аралашмалар заррачалари бўлиши мумкин. Маълумки, аралашма устидаги тўйиниш босими ҳар доим тоза сув устидаги тўйиниш босимидан кичик (бир хил ҳароратларда). Бунинг натижа-сида туз эритмаси мавжуд бўлган томчи устидаги тўйиниш эла-стиклиги ва сув буғи ҳақиқий босими орасида фарқ юзага келади, оқибатда томчилар катталашади. Бу шу хилдаги томчиларнинг тез катталанишига ва булут ҳосил бўлишига олиб келади.

в. Томчида у ёки бу ишорали *электр зарядининг* мавжудлиги сув буғи мувозанат босимининг камайишига олиб келади. Бирок бу ходиса жуда майда томчи ҳолларида аҳамиятли (10^{-6} - 10^{-7} см радиус-ли).

Атмосферада конденсациянинг (сублимациянинг) *зарурий фи-зик шарти* – бу бирон-бир доимий намлик миқдорига эга бўлган ҳаво ҳажмининг совиши ёки ундаги намлик миқдорининг ҳарорат ўзгармас сақланганда ортишидир. Реал атмосферада одатда иккала омил бир вақтда таъсир қилади.

Ҳаво массасининг совиши қуйидагича содир бўлади:

- ҳавонинг адиабатик кўтарилишида ҳароратнинг пасайиши йўли билан;
- нурланиш йўли билан иссиқлик йўқотилиши;
- термодинамик хусусиятлари бўйича икки хил ҳаво масса-лари орасида турбулент ва молекуляр йўл билан иссиқлик алмаши-ниши йўли билан.

Ҳаво массасидаги намлик миқдорининг ортиши қандайдир миқдордаги сув буғининг буғланиши ёки намлиги кўпроқ бўлган ҳавонинг бу жойга горизонтал адвекцияси ҳисобига содир бўлади.

Конденсация жараёни бошланиши учун атмосферада *конденса-ция ядролари* мавжуд бўлиши керак. Бу конденсацион жараёнлар учун *етарли* шарт. Конденсация ядролари мавжуд бўлмаса тўйиниш саккиз марта юқори бўлганда ҳам конденсация томчилари ҳосил бўлмас эди.

Тадқиқотлар шуни кўрсатадики, атмосферада шундай конден-сация ядролари учрайдики, уларнинг ўлчамлари 10^{-7} дан 10^{-3} см га-ча бўлиши мумкин.

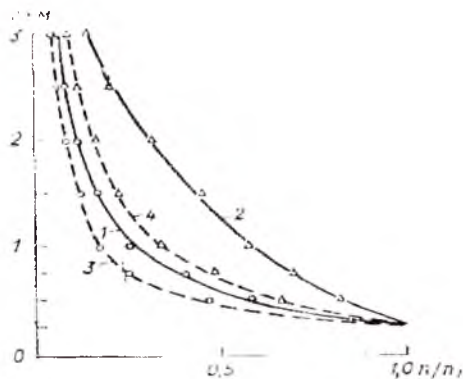
Конденсация ядроларини уларнинг ўлчамларига қараб уч гуруҳга бўлиш мумкин:

$-5 \cdot 10^{-7}$ дан $2 \cdot 10^{-5}$ см радиусли заррачалар, улар *Айткен ядролари* деб аталади:

$-2 \cdot 10^{-5}$ дан 10^{-4} см радиусли заррачалар, улар *йирик ядролар* деб аталади:

-10^{-4} см дан катта радиусли заррачалар *гигант конденсация ядролари*.

Конденсация ядролари баландлик бўйича нотекис тақсимланади (30-расм). Расмда абсцисса ўқи бўйича ихтиёрий баландликда заррача концентрациясининг Ер юзаси яқинидаги уларнинг концентрациясига нисбати жойлаштирилган (n/n_1).



30-расм. Конденсация ядроларининг вертикал тақсимооти (1960-1964 йй. учун ўргача).

Тошкент: 1 – ёз (кундузи), 3 – қиш (эрталаб);

Киев: 2 – ёз (кундузи), 4 – қиш (эрталаб).

7.6. Туманлар. Уларнинг таснифлари. Географик тақсимооти

Туман деб бевосита Ер юзаси устидаги ҳавода муаллақ ҳолатдаги конденсация маҳсулотларининг (сув томчилари, муз кристаллари ёки иккаласи биргаликда) тўпланиб қолишига айтилади, бунда горизонтал кўриниш узоклиги 1 км ва ундан ҳам кам бўлиши мумкин.

Кўриниш масофаси 1 км ва ундан ортиқ бўлганда ҳаводаги муаллақ томчи ва муз кристаллари тўплами *туман пардаси* (сийрак туман) деб аталади.

Туман қатлами юқори чегарасининг баландлигига қараб шартли равишда қуйидагиларни ажратиш мумкин:

- Ер устидаги туманлар (баландлиги 2 м гача);
- қуйи (2-10 м);
- ўрта (10-100 м);
- баланд (100 м дан баланд).

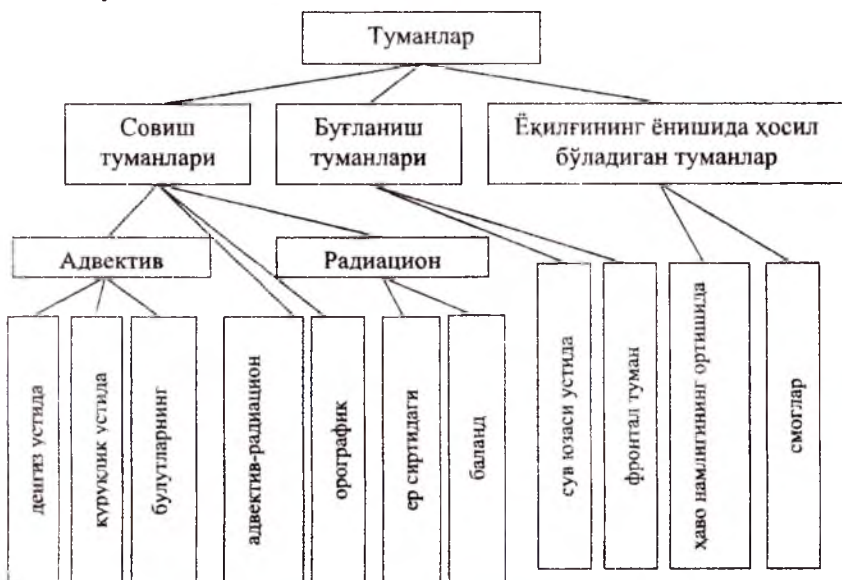
Шуни таъкидлаймизки, туман ва туман пардасидан ташқари кўринишнинг ёмонлашиши чанг ёки тутун ҳисобига ҳам бўлиши мумкин. Бу ҳодиса *ғубор* деб аталади. Унда нисбий намлик 100% дан анча кам.

Туманларни таснифлаш принципи турлича бўлиши мумкин. Микротаркибий характеристикалари бўйича туманларни суяқ-томчили, кристалл, аралаш ва тутун, чанг ва саноат чиқиндилари заррачаларидан ташкил топган қаттиқ (смог) кўринишларга ажратиш мумкин. Туманлардаги томчилар ўлчамларининг тақсимоли бўйича монодисперс ва полидисперсларга ажратилади. Туманлар одатда интенсивлигига қараб қуйидагича бўлинади: кучсиз – кўриниш масофаси 500-1000 м, мўътадил – кўриниш масофаси 100-500 м ва кучли – кўриниш масофаси 100 м дан кам.

Ҳосил бўлишининг физик шароитига кўра туманларнинг қуйидаги таснифи қабул қилинган (31-расм). Туманлар икки синфга бўлинади. *Совиш туманлари* ва *буғланиш туманлари*. Ҳарорат ўзгариши характериға боғлиқ ҳолда совиш туманлари радиацион ва адвектив туманларға бўлинади, буғланиш туманлари эса сув юзаси устидан буғланиш туманлари ва ёмғир томчилари буғланиши (фронтал) туманларига бўлинади.

Атмосферада ҳарорат паст ва сув буғининг захиралари кам бўлганда, хўжалик корхоналари ва аҳоли яшайдиган жойларда ёқилғи ёндирилиши натижасида атмосфера қўшимча намликка эга бўлиши мумкин. Бу ҳаво нисбий намлигининг кескин ортишиға олиб келиб, табиий шароитда бевосита совиш, ёки буғланиш билан боғлиқ бўлмаган алоҳида туман турининг ҳосил бўлишиға сабаб бўлади. Бундай туманларға Сибирнинг аҳоли пунктларида шамолсиз аёзли об-ҳаво шароитида юзаға келувчи "сибир туманлари" деб аталадиган туманлар киради. Ҳудди шундай туманлар йирик саноат марказларида ҳосил бўлиши мумкин.

Ҳавода саноат ва транспорт чиқиндиларининг катта концентрацияларида туманларнинг яна бир алоҳида тури – *смог* ҳосил бўлади. Смог ҳавонинг нисбатан юқори ҳароратларида ҳам кузатилиши мумкин.



31-расм. Туманларнинг таснифи.

Ҳар хил турдаги туманлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитларини кўриб чиқамиз.

1. *Адвектив туманлар* катта совуқ юза устидан ҳаракатланаётган илиқ ҳаво массаларида юзага келади, яъни ҳаво массалари қуйи кенгликлардан юқори кенгликларга кўчаётганда ёки қишда илиқ денгиздан совуқ қуруқлик устига, ёзда илиқ қуруқлик устидан совуқ денгизга, ҳамда денгизнинг илиқ жойи устидан совуқ жойи устига кўчганида юзага келади (масалан, Ньюфаундленд олдида ҳаво Гольфстрим оқими соҳасидан Лабрадор оқими соҳасига кўчганда).

Қуруқликда адвектив туманлар қуйи ва юқори кенгликлар орасида ҳамда қуруқлик ва денгиз орасида сезиларли ҳарорат фарқи мавжуд бўлганда асосан кузда ва қишда кузатилади. Денгизда улар баҳор ва ёзда кўпроқ кузатилади.

Адвектив туманлар юзлаб метр баландга чўзилиб боради. Улар шамолнинг катта тезликларида юзага келади, шунинг учун уларда томчилар коагуляциси содир бўлади ва шивалама характерга эга бўлади. Бу туманлардаги энг йирик томчилар ёғади.

Адвектив туманлар пайдо бўлиши учун қулай метеорологик шароитлар қуйидагича:

- совуқ тўшалган сиртга келган илиқ ҳаво массасининг катта нисбий намлиги;

- ҳаво массаси ва тўшалган сирт орасида ҳароратнинг катта фарқлари;

- кучсиз ёки ўртача шамол тезликлари (2-5 м/с), кучли шамолларда ривожланадиган турбулент алмашинув туман ҳосил бўлишига тўсқинлик қилади;

- юқорига кўтарилган сари сув буғи масса улушининг ортиши ёки ўзгармаслиги, Ер сирти яқинида турбулент алмашинув таъсирида сув буғининг микдори ортиб боради;

- ўрта турғун стратификация ва нисбатан кучсиз турбулент алмашинув, ўта кучли турғун стратификацияда Ер сиртидан бошлаб ҳавонинг совиши секинлашади ва туман юпқа қатламда ҳосил бўлади.

2. *Радиацион туманлар* икки турга бўлинади: Ер сиртидаги ва баланд. Ер сиртидаги туманлар куруқлик устида очиқ ва сокин тунларда кузатилади. Улар тупроқ ёки қор қопламнинг тунги радиацион совиши билан боғлиқ. Баландлик бўйича улар ўнлаб метрларгагина тарқалиши мумкин. Уларнинг тарқалиши локал характерга эга: пастлик, ботқоқ яқини, ўрмон ўтлюклари устида доғ ҳосил бўлади. Катта дарёлар устида улар илиқ сув устидаги (тунги соатларда) конвекция натижасида юзага келади.

Ер сиртидаги туманлар сокин ҳавода эмас, тинч об-ҳавода юзага келади, чунки турбулентлик ҳосил бўлиши, совиш ва туман ҳосил бўлишининг юқорига тарқалишини таъминловчи кичик тезликдаги шамол зарур. Бу туманлар Ер юзасига яқин инверсия қатламида юзага келади ва қуёш чиққанидан кейин инверсия қатлами билан бирга йўқ бўлиб кетади.

Баланд радиацион туманлар куруқлик ва денгиз устида, йилнинг совуқ даврида барқарор антициклонларда бир неча юз метр баландликкача кузатилиши мумкин. Бу антициклоннинг қўйи қатламларида ҳавонинг кундан кунга мунтазам совиб бориши на-

тижасида содир бўлади. Бундай туман катта ҳудудлар устида ҳафталаб сақланиб туриши мумкин.

3. *Буғланиш туманлари* бирмунча илиқроқ совуқ сув устидаги совуқ ҳавода кўпинча куз ва қишда юзага келади. Қитъа ичкарисида улар кечқурун ёки тунда кўшни ҳудуд устидан совиган ҳаво оқиб борадиган дарё ва кўллар устида ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари шунингдек кечки пайт ёмғир вақтида ёки ундан сўнг, тупроқ нам ва кучли буғланаётган, ҳаво ҳарорати эса пасаяётган вақтда юзага келиши мумкин. Арктик денгизлар устида буғланиш туманлари муз қоплами ёнида очиқ сув устида, муз қоплампидан ёки қитъадан кўчаётган бирмунча совуқ ҳавода юзага келади. Болтиқ ва Қора денгиз каби ички денгизлар устида қишда туманлар куруқликдан совуқ ҳаво массалари кириб келганда ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари одатда паға-паға бўлиб, тез тарқалиб кетади, чунки ҳаво пастдан илиқ сув таъсирида исийди. Бироқ, туман ҳосил бўлишига олиб келувчи сабаблар узоқ сақланиб турса, туман ҳам узоқ вақт кузатилади.

Санаб ўтилган туман турлари масса ичи туманлари ҳисобланади, чунки улар ҳаво массалари ичида юзага келади ва фронтларга боғлиқ бўлмайди. Бироқ фронтлар билан боғлиқ туманлар ҳам кузатилади. Буларга буғланиш туманларининг бир тури *фронтолди тумани* киради. Фронтал ёғинлар тупроқни намлайди. Натижада тупроқдан кучли буғланиш ва ёғаяётган ёмғир томчиларидан буғланиш ҳисобига Ер юзасига яқин қатламда ҳаво тўйиниш ҳолатига эришади ва у ерда туман ҳосил бўлади. Бундай туман фронт олдида узлуксиз тасма ҳолида ёмғир билан бирга кузатилади.

Текисликда туманларнинг суткалик ўзгаришида жадаллиги ва такрорланувчанлигининг максимумлари эрталабки соатларга тўғри келади. Тоғларнинг юқори сатҳларида сутка давомида туманларнинг тақсмоти бир текис ёки кучсиз максимум тушдан кейинги соатларга тўғри келади. Бунинг сабаби тоғларда туманлар ҳосил бўлишининг махсус шароитларидадир. Тоғ тумани бу тоғ ёнбағриларида ҳавонинг кўтарилувчан ҳаракати натижасида ҳосил бўлган булутлардир. Бу туманнинг пайдо бўлиши ҳавонинг адиабатик совиши билан боғлиқ бўлиб, ёнбағир туманларининг алоҳида турига ажратилиши мумкин.

Туманнинг сувлилиги унинг муҳим тавсифи ҳисобланади. *Туманнинг мутлақ сувлилиги* деб бирлик ҳаво ҳажмидаги сув томчи-

лари ва муз кристалларининг граммлардаги массасига айтилади (г/м^3). Туманларнинг мутлақ сувлиги етарлича кенг доираларда ўзгаради: мингдан бир улушдан то $1,5-2 \text{ г/м}^3$ гача. Туман интенсивлиги ортиши билан унинг сувлиги ортади (7.1-жадвал).

7.1-жадвал

Турли интенсивликдаги туманларнинг сувлиги

Туманлар	$t, ^\circ\text{C}$	Туманларнинг интенсивлиги		
		кучсиз	ўртача	кучли
Адвектив	>0	0,02-0,09	0,04-0,18	0,10-0,76
Буғланиш	<0	0,02-0,04	0,05-0,11	0,08-0,37

Бир хил интенсивликдаги туманларнинг максимал сувлилик киймати, мусбат ҳароратлардан манфий ҳароратларга ўтишда камаяди.

Ҳарорат кўтарилиши билан фақат совиш туманларининг сувлиги ортиши мумкин. Буғланиш туманларининг сувлиги аксинча ҳаво ҳарорати кўтарилиши билан камаяди. Бу ҳаво ҳарорати камайганда бирор-бир қайд қилинган сатҳ билан Ер юзаси орасидаги ҳарорат фарқи ортганда (масалан 2 м) сув буғининг турбулент оқими кучайишига олиб келиши билан боғлиқ.

Туманнинг бошқа кўрсаткичи бу томчиларнинг ўлчамлар бўйича тақсимооти ва уларнинг сони ҳисобланади. Тажрибалар кўрсатдики, табиий туманлар турли ўлчамдаги заррачалардан ташкил топган, яъни *полидисперс* ҳисобланади. Ўртача интенсивликдаги 1 см^3 адвектив туманда 0,5 дан 93 тагача, буғланиш туманларида 70 дан 500 тагача томчилар сони кузатилади.

Туман элементлари ўлчамлари ҳам катта чегарада ўзгаради: микрометр улушидан тортиб бир неча ўнлаб (кристалларда - юзлаб) микрометргача. Кўпчилик томчилар 2-18 мкм радиусга эга. Буғланиш туманларидаги муз кристаллари ўлчамлари кучсиз тумаларда 3-125 мкм ни ташкил этади, мўътадил туманларда 9-355 мкм, кучсиз туманларда 9-475 мкм ни ташкил этади.

7.7. Булутлар. Булутларнинг таснифи

Булут деб Ер юзасидан маълум баландликда бўлган сув томчилари ва муз кристалларининг муаллақ ҳолатдаги кўринувчан йиғиндисига айтилади. Булутлар ва туманларнинг ҳосил бўлиш физик шароитлари нуктаи назаридан ҳеч қандай фарқи йўқ. Бирок булутлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитлари ҳамда уларнинг вертикал баландлиги туманлардагидан фарқ қилади.

Булутлилик атмосфера ҳаракати (динамикаси) майдонига, биринчи навбатда вертикал тезликлар майдонига, таъсир (уни акс таъсир деб аташ мумкин) кўрсатади. Ер иқлимининг шаклланиши ва тебранишларига булутларнинг таъсири катта.

Булут элементларининг ҳолатига қараб булутлар уч синфга бўлинади:

- *сувли (томчили) булутлар* фақат томчилардан ташкил топган: улар нафақат мусбат ҳароратларда, балки манфий (-10°C дан паст) ҳароратларда ҳам мавжуд бўлиши мумкин. Бу ҳолда улар ўта совиган бўлади, атмосферада бу одатий ҳол;

- *аралаш булутлар*, ўта совиган томчилар ва муз кристаллари аралашмасидан ташкил топган, одатда улар -10°C дан -40°C гача ҳароратларда мавжуд бўлади;

- *музли (кристалл) булутлар*, фақат муз кристалларидан ташкил топган, одатда улар -40°C дан паст ҳароратларда мавжуд бўлади.

Булутлар ва туманларнинг макрофизик характеристикалари ўзаро бир-бирига яқин.

Сувли булутларнинг мутлақ сувлилиги $0,01$ дан 3 г/м^3 гача, кристалл булутларда бу анча кам: г/м^3 нинг юздан ва мингдан бир улушида бўлади. Булут томчиларининг ўлчамлари микрометрнинг юздан бир улушидан бошлаб кенг чегарада ўзгаради. Ҳосил бўлиш шароитига ва ривожланиш босқичига қараб булутлар нисбатан бир хил томчилардан ёки турли ўлчамдаги томчилардан иборат бўлиши мумкин. Кристалларнинг эриши ва томчиларнинг ўзаро қўшилиши натижасида $100-200 \text{ мкм}$ гача радиусли томчилар ҳосил бўлади. Бирмунча йирик томчилар булутдан шивалама ёмғир ёки ёмғир кўринишида ёғади.

1 см^3 даги томчилар сони биттадан то юзлаб донагача бўлиши мумкин. Кристаллар сони кам, яъни 1 см^3 да $0,1$ та.

Булутлар таснифига икки ёндашув қабул қилинган. Уларнинг биринчиси булутларнинг ташқи кўриниши (шакли) ва уларнинг

жойлашиш баландлиги асос қилиб олинган булутларнинг морфологик (ёки халқаро) таснифи. Бошқа бир принцип – генетик тасниф – булутларнинг ҳосил бўлиши физик жараёнларининг хусусиятларини акс эттиради.

Булутларнинг халқаро таснифи булутларнинг ташқи кўриниши бўйича 10 та асосий шаклни ўз ичига олади. Бу тасниф бўйича булутларнинг 4 оиласи (ярус) ажратилади. Ҳар бир оилада булутларнинг бир неча турли хили ажратилади.

Булутлар ҳақидаги умумий маълумотлар 7.2-жадвалда берилган.

Кутбий кенгликларда юқори қават (ярус) булутларининг пастки чегараси 3 км дан 8 км гача, ўрта кенгликларда 3 км дан 13 км гача тропик кенгликларда 6 км дан 18 км гача баландликларда жойлашган.

Вертикал ривожланган булутларнинг пастки чегараси қуйи қават булутларининг пастки чегарасидан бошланиб, юқори чегараси ўрта қатлам, ҳаттоки, юқори қатлам булутлари чегараларигача кириб боради.

Булутларнинг асосий шакллариға қисқача тавсиф берамиз.

Патсимон булутлар алоҳида иплар каби кўринади ёки тола структурали полосалар.

Патсимон тўп-тўп булутлар жуда майда парча, шарча, жингалаклардан ташкил топган қаторлар ёки қатламлардан иборат. Улар кўпинча сув ёки кум юзаси устидаги мавжни (жимир-жимир) эслатади.

Патсимон қатламли булутлар осмон гумбазини қисман ёки тўлиқ беркитувчи юпқа шаффоф толали структураға эға бўлади.

Юқори тўп-тўп булутлар кулранг ёки оқ рангдаги ёки бир вақтда иккала рангда бўладиган булутлар қатлами ёки қаторидан (жўяк) иборат. Булар қуёшни бироз тўсувчи етарлича юпқа булутлар. Қатлам (ёки қатор) кўпинча қаторлар бўйича жойлашган ясси валлар, дисклар, пластинкалардан ташкил топган.

Юқори қатламли булутлар осмон гумбазини тўлиқ ёки қисман беркитувчи, турли зичликдаги очик рангли, сутранг, кулранг булут қоплами. Уларнинг зичлиги камроқ қисмларидан хира чапланган доғ шаклида қуёш ва ой хира кўриниши мумкин. Юқори қатламли булутлар типик аралаш булутлар ҳисобланади. Уларда жуда майда томчилар билан бир қаторда майда қор парчалари ҳам мавжуд. Бундай булутлар йилнинг илиқ вақтида одатда Ер юзасига етиб

келгунча буғланиб кетадиган кучсиз ёгин беради. Қишда улардан кўпинча майда қор ёғади.

7.2-жадвал

Булутларнинг морфологик (халқаро) таснифи

Оила (ярус)	Шакл	Тур	Тур- лар сони
А. Юқори ярус	1. Патсимон – <i>Cirrus (Ci)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Ci fib.</i>)	3
		2. Зич (<i>spissatus, Ci sp.</i>)	2
	2. Патсимон тўп- тўп - <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Cc und.</i>)	1
2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Cc cuf.</i>)		1	
3. Патсимон қатламли - <i>Cirrostratus (Cs)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Cs fib.</i>)	-	
	2. Тумансимон (<i>nebulosus, Cs neb.</i>)	-	
Б. Ўрта ярус	4. Юқори тўп-тўп - <i>Alto cumulus (Ac)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Ac und.</i>)	4
		2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Ac cuf.</i>)	4
	5. Юқори қатламли - <i>Altostratus (As)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, As neb.</i>)	3
2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, As und.</i>)		3	
В. Қуйи ярус	6. Тўп-тўп қатламли - <i>Stratocumulus (Sc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Sc und.</i>)	3
		2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Sc cuf.</i>)	4

	7. Қатламли - <i>Stratus (St)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, St neb.</i>) 2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, St und.</i>) 3. Узук-узук (<i>fractus, St fr.</i>)	- - 1
	8. Ёмғирли қатламли - <i>Nimbostratus (Nb)</i>	-	-
Г. Вертикал ривожланган булутлар	9. Тўп-тўп – <i>Cumulus (Cu)</i>	1. Ясси (<i>humilis, Cu hum.</i>) 2. Ўрта (<i>mediocris, Cu med.</i>) 3. Кучли (<i>congestus, Cu cong.</i>)	1 - 1
	10. Ёмғирли тўп-тўп - (<i>Cumulonimbus, (Cb)</i>	1. Кал (<i>calvus, Cb calv.</i>) 2. Сочли (<i>capillatus, Cb cap.</i>)	1 3

Ёмғирли қатламли булутларнинг келиб чиқиши худди юкори қатламли булутларга ўхшаш. Бирок уларнинг қатлами кувватлироқ (бир неча километр). Юкори қисмида улар майда томчи ва қор (юкори қатламли булутлар сингари) заррачаларидан ташкил топган, қуйи қисмида эса йирик томчи ва қор заррачаларидан ташкил топган бўлиши мумкин. Шунинг учун бу булутлар қатлами тўқ кулранг тусга эга. Бу булутлардан одатда Ер юзасигача етиб келувчи буркама ёмғир ёки қор ёгади. Ёмғирли қатламли булутлар қоплами остида кўпинча шаклга эга бўлмаган узик қуйи булутлар тўплами мавжуд бўлади, ёмғирли қатламли булутлар фонида улар жуда куюк туюлади.

Тўп-тўп қатламли булутлар кулранг ёки оқимтир қатор ёки қатлам кўринишида бўлиб, деярли ҳар доим қорамтир қисмларга эга. Бу булутлар юкори тўп-тўп булутлар элементларидан (диск, плита, валлардан) ташкил топган, бирок улар бирмунча йирикрок. Уларнинг туюлаётган ўлчамлари 5° дан каттарок. Структуравий элементлари кўпинча қаторларда жойлашган. Тўп-тўп қатламли

булутлар асосан бир жинсли майда (манфий ҳароратларда – ўта совук) томчилардан ташкил топган ва улардан ёғинлар ёғмайди.

Қатламли булутлар – томчи тузилишли бир жинсли кулранг қатлам. Етарлича паст манфий ҳароратларда бу булутларда қаттиқ элементлар ҳосил бўлади, у ҳолда бу булутлардан муз игналари, майда қор, қор доналари ёғиши мумкин. Булут ортидан қуёш диски аниқ кўринади. Баъзида бу булутлар узик тўшлар кўринишига эга.

Тўп-тўп булутлар – чегаралари кескин ажралган, зич, алоҳида, юқорига қараб тепалик, гумбаз, минора кўринишида ривожланаётган булутлар. Кўзни қамаштирувчи оқ ўралувчи чўққига (гулқарам тупига ўхшаш) эга. Булутлар асоси нибатан тўқ рангда. Тўп-тўп булутлар кўп бўлганда қаторларни ҳосил қилади. Баъзида уларнинг четлари узик бўлади. Тўп-тўп булутлар фақат сув томчиларидан (кристалларсиз) ташкил топади ва ёғин ҳосил қилмайди. Бироқ булутларнинг сувлилиги кўп бўлган тропикларда, томчиларнинг ўзаро қўшилиши натижасида кучсиз ёғинлар ёғиши мумкин.

Ёмғирли тўп-тўп булутлар тўп-тўп булутларнинг кейинги ривожланиши натижасида юзага келади. Улар вертикал бўйича тоғ ва минора кўринишида жуда кучли ривожланган кучли тўпсимон масса. Кўпинча қуйи қаватдан то юқори қаватгача ёйилиб боради. Улар қуёшни беркитиб ёритилганликни кучли камайтиради. Ёмғирли тўп-тўп булутнинг чўққи қисми сандон шаклида ёйилиб юқорига қараб ўзига хос кенгая борадиган, қуёш таъсирида ёруғ оқ рангга эга бўлган кўринишда бўлади. Ёмғирли тўп-тўп булутнинг юқори қисми муз кристалларидан, ўрта қисми турли, хаттоки энг катта ўлчамдаги кристаллар ва томчилардан ташкил топган. Улар жала характердаги ёғинларни ҳосил қилади. Кўпинча чакмоқ ҳодисалари бундай булутлар билан боғлиқ, шу сабабли уларни чакмоқли булут деб аталади. Уларни жала булутлари деб ҳам аташади. Ёмғирли тўп-тўп булутлар фонида кўпинча камалак кузатилади. Кўпинча бу булутлар асосининг остида ҳам, қатламли ёмғирли булутлар остидаги каби узик булутлар кузатилади.

Булутларнинг шаклланишида вертикал ҳаракатлар маълум аҳамиятга эга. Вертикал тезлик ўз йўналишини ўзгартирмайдиган горизонтал булутлиликнинг ўлчамларига боғлиқ равишда вертикал ҳаракатни уч синфга ажратиш мумкин – микромасштабли (пульсацион), мезомасштабли ва макромасштабли. Бу синфларга боғлиқ бўлган булутлар ҳосил бўлишининг *генетик таснифи*га

кўра булутларнинг уч асосий типи ажратилади: конвектив булутлар, тўлқинсимон булутлар ва кўтарилувчи сирғаниш (фронтал) булутлари.

Конвектив булутлар. Конвектив булутларнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи асосий жараёнлар термик конвекция ва турбулент алмашинуви ҳисобланади.

Конвекция атмосферанинг куйи қатламларидаги алоҳида ҳаво массаларининг исиб кетиши натижасидаги нотурғун стратификация оқибатида юзага келади. Исиб кетган алоҳида ҳаво массалари вертикал бўйлаб юқорига кўтарилиб, адиабатик совийди. Маълум баландликда сувнинг конденсацияланиши бошланади. Бу баландлик аэрологик диаграмма ва эмпирик формула ёрдамида аниқланади:

$$z_k = 122(t_0 - \tau_0), \quad (7.13)$$

бу ерда z_k – конденсация баландлиги (метрларда), t_0 – Ер яқинидаги ҳавонинг ҳарорати, τ_0 – шудринг нуқтаси ҳарорати.

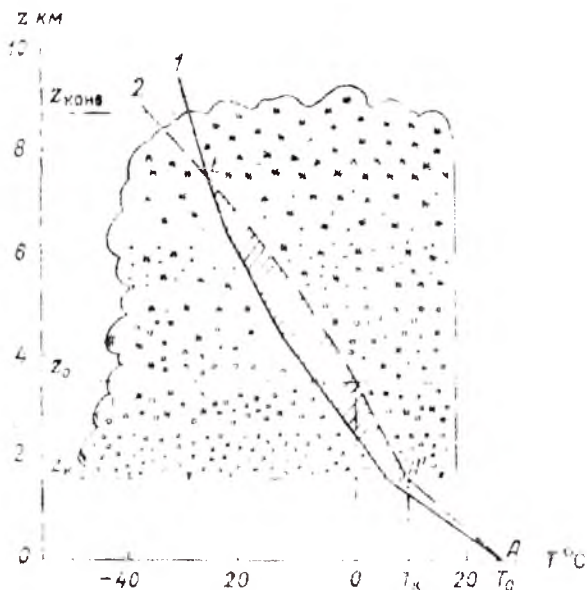
Конденсация баландлигидан юқорида тўйинган нам ҳавонинг кўтарилиши нам адиабата бўйича юз беради ва бу эркин конвекция баландлигигача давом этади, яъни бу баландлик булутнинг юқори чегарасига мос келади (32-расм). Конвектив булутларда кўтарилувчи ҳаракат тезлиги 6-9 м/с ни, бироқ алоҳида ҳолларда 25-30 м/с ни ва ундан кўп қийматларни ташкил қилиши мумкин.

Конвектив булутлар халқаро тасниф бўйича тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутларга тааллуқли. Бу булутлар нотурғун ҳаво массаларида ҳосил бўлади. Бу ёзда куруқлик устида маҳаллий ҳаво массаларида юзага келувчи масса ичи булутлари бўлиши мумкин. Бундай ҳолларда булут ҳосил бўлишининг максимуми куннинг иккинчи қисмига тўғри келувчи яққол суткалик ўзгаришга эга. Йирик сув ҳавзалари устида бу булутлар ҳосил бўлишининг максимуми тунги соатларда сув юзаси устидаги энг катта нотурғунлик даврида кузатилади.

Конвектив булутлар илиқ Ер юзаси устида ҳаракатланаётган совук ҳаво массаларида ҳам (фронтал булутлар) ҳосил бўлиши мумкин. Бу ҳолатларда булутлар куруқлик ва денгиз устида сутканинг ихтиёрий соатларида ҳосил бўлиши мумкин.

Тўлқинсимон булутлар. Атмосферада кўпинча турли амплитуда ва тўлқин узунлигидаги тўлқинсимон ҳаракатлар кузатилади. Бундай ҳаракатлар таъсири остида маълум шароитларда

тўлқинсимон булутлар шаклланиши мумкин. Улар вал, плита, катор ва бошқа катлам кўринишида горизонт бўйича ўнлаб ва юзлаб километрга чўзилиши мумкин. Бу булутлар нисбатан кичик вертикал қалинликка эга бўлиши мумкин, яъни бир неча ўнлаб ва юзлаб метрлар, баъзида 2-3 км ва ундан ортиқ.



32-расм. Тўп-тўп ёмғирли булут схемаси.

1 – стратификация эгри чизиғи, 2 – ҳолат эгри чизиғи.

Тўлқинсимон булутларни ҳосил қилувчи тўлқинсимон ҳаракатлар куйидаги ҳолларда юзага келади:

- гравитацион-кўчувчи тўлқинлар ёки Келвин-Гелмголд тўлқинлари шаклланадиган инверсия катламлари ёки кучли турғун стратификацияда;

- турғун стратификацияли ҳаво массалари оқими тоғли тўсиқлардан ошиб ўтганда;

- ячейкали конвекцияда.

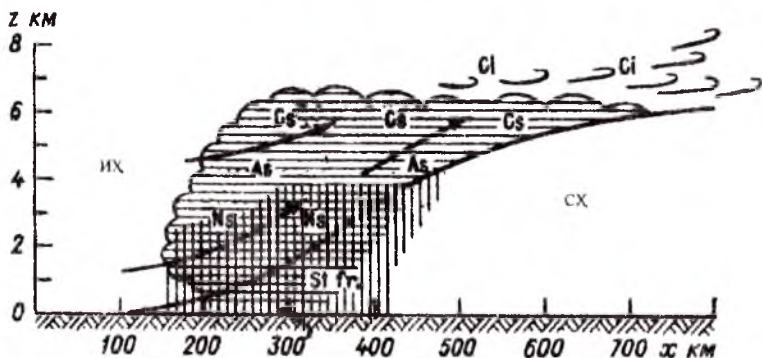
Инверсия қатлами остида сув бугининг тўпланиши содир бўлади. Инверсия қатламида бу қатламдан юкорида жойлашган совуқ ҳаво ва унинг остидаги компенсацияловчи кўтарилувчи ҳаракатнинг бирлашиши ҳисобига тўлқинсимон ҳаракатлар юзага келади. Бунинг натижасида ҳосил бўлган тўлқинлар ўрқачида

ҳавонинг адиабатик кўтарилишида сув буғи тўйиниш ҳолатига эришиши мумкин. Бу тўлқинлар ботиклигида пасаяётган ҳавонинг адиабатик исishi натижасида, аксинча, тўйиниш ҳолатидан узоқлашади. Халқаро тасниф бўйича бу булутлар қатламли ва тўп-тўп қатламли булутларга тааллуқли.

Тоғ тизмасининг шамолга тескари ёнбағрида турғун стратификацияланган ҳаво оқимининг бу тоғ тизмасидан ошиб ўтишида тўлқинлар юзага келади, уларнинг ўрқачида юқори тўп-тўп типдаги булутлар ҳосил бўлади.

Кўтарилиувчи ҳаракат булутлари атмосферадаги фронтал бўлиниш сиртлари билан боғлиқ (33-расм). Фронт совуқ ҳавонинг қия понасини бу ҳавонинг устида ётган илиқ ҳаводан ажратиб туради. Бунда секундига бир неча сантиметр ва ундан ҳам кичик тезлик билан совуқ пона устида ҳаракатланаётган илиқ ҳавонинг кўтарилиувчи ҳаракати ривожланади. Катта яхлит ҳажмдаги илиқ ҳавонинг совуқ пона устида секин аста кўтарилиши бу яхлит ҳажмдаги ҳавонинг адиабатик совишига ва ундаги сув буғининг конденсациясига олиб келади. Натижада илиқ атмосфера фронтининг булутлар тизими вужудга келади. Бу булутлар тизими вертикал бўйича қуйидагича таҳланади: қуйи тропосферада ёмғирли қатламли булутлар, ўрта тропосферада юқори қатламли булутлар, юқори тропосферада патсимон қатламли булутлар.

Совуқ фронтда ҳам тахминан ҳудди шундай булутлар тизими вужудга келади. Бу ерда фарқ шундан иборатки, совуқ фронтнинг булутлар тизими бирмунча тор.



33-расм. Кўтарилиувчи ҳаракат булутларининг ҳосил бўлиш схемаси.

Осмон гумбазининг булут билан қопланганлик даражаси булут миқдори ёки булутлилик деб аталади. Булутлилик осмон қопланганлигининг ўнли улушларида баҳоланади (0-10 баллар). Осмон булут билан тўлиқ қопланганда булутлилик 10 рақами билан кўрсатилади, осмон мутлақо тиниқ бўлса, 0 рақами билан кўрсатилади. Ўртача қийматларни чиқаришда бирнинг ўндан бир улушларини бериш мумкин. Мисол учун, 5,7 деганда осмоннинг 57% булут билан қопланганлиги тушунилади.

Европа ва МДХда қабул қилинган 10 балли тизимдан фарқли ўлароқ АҚШ да кўпинча 8 балли тизимдан фойдаланилади.

Булутларнинг умумий (умумий булутлилик) ва қуйи булутлар (қуйи булутлилик) миқдорларини алоҳида баҳолаш қабул қилинган. Баланд ва ўрта булутлар қуёш нуруни камроқ тўсади ва амалий жиҳатдан аҳамияти камроқ (масалан авиация учун), шунинг учун қуйи булутлилик алоҳида баҳоланади. Бундан кейин сўз фақат умумий булутлилик хақида боради.

Булутлиликнинг суткалик ўзгариши мураккаб ва кўп жиҳатдан булутларнинг шаклига боғлиқ. Қатламли ва қатламли тўп-тўп булутлар хавонинг ер юзидан бошлаб совиб бориши билан ва сув буғининг юқорига кучсиз турбулент кўчиши билан боғлиқ. Булутлилик тунги ва эрталабки максимумга эга. Тўп-тўпсимон булутлар нотурғун стратификация ва яхши ифодаланган конвекция билан боғлиқ. Улар асосан кундузги соатларда ҳосил бўлади ва тун охирига бориб йўқолиб кетади. Денгиз устида тўшалган сирт хароратининг суткалик ўзгариши деярли сезиларсизлиги сабабли, конвекция булутлари ҳам максимумга эга эмас ёки кучсиз максимум эрталабга тўғри келади. Фронтлар билан боғлиқ бўлган кўтарилувчи ҳаракат булутлари яхши ифодаланган суткалик ўзгаришга эга эмас.

Нагжидада ёзда қуруқлик устида ўрта кенгликларда булутларнинг суткалик ўзгаришида иккита максимум кузатилади; эрталаб ва куннинг иккинчи ярмида бироз кучлироқ. Йилнинг совуқ вақтида конвекция кучсизлиги ёки умуман бўлмаслиги сабабли эрталабки максимум кўпроқ кузатилади ва у ягона бўлиши мумкин. Тропикларда бутун йил мобайнида максимум куннинг иккинчи ярмида кўпроқ кузатилади. Чунки булут ҳосил қилувчи жараён конвекция ҳисобланади.

Баланд тоғ станцияларида ёзда минимум асосан тунда кузатилади, бу вақтда булутлар паст жойлашади, максимум эса куннинг иккинчи ярмида конвекция ривожланганда кузатилади.

7.8. Ёгинлар ҳосил бўлиши жараёни. Атмосфера ёгинларининг таснифи

Атмосферадан ер сиртига ёғиб тушган сув томчилари ва муз кристаллари *атмосфера ёгинлари* деб аталади. Ёгинлар Ерда нам айланишининг бўғинларидан биридир. Курукликда намликнинг асосий манбаи - атмосфера ёгинларидир.

Ёгинлар ҳосил бўлишининг физикавий жараёнларини кўриб чиқайлик.

Булут ривожланишининг бошланғич босқичларида энди пайдо бўлган булут элементларининг йириклашишида сув буғининг конденсация жараёни асосий рол ўйнайди. Конденсация булут томчилари юзасига нисбатан буғнинг кичик ўта тўйиниши ҳисобидан амалга ошади. Булут томчиларининг ўлчамлари ҳар хил бўлганлиги учун, уларга нисбатан тўйинган сув буғининг босими ҳам турлича бўлади. Сув буғининг майда томчиларини йирик томчиларга айлантирувчи ўта конденсация жараёни бошланади. Булутда ўта совуқ ҳолатдаги томчилар билан биргаликда муз бўлакчалари пайдо бўлади ва булут элементлари яна ҳам тез ўса бошлайди. Ўта совуқ ҳолатдаги сув томчилари устидаги тўйинган буғнинг босими муз устидагидан катта бўлганлиги сабабли, ўта совуқ ҳолатдаги томчилардан муз кристалларга сув буғининг ўтиши кузатилади.

Иккинчи босқичда, томчи ва муз кристалларининг катталиги 20-60 мкм гача етганида, булут элементларининг кўшилиши (*коагуляция*) жараёни асосий рол ўйнай бошлайди. Булут элементларининг коагуляцияси асосан уларнинг турли турии тезлигига (*гравитацион коагуляция*) боғлиқ. Булут элементларининг турбулент ва Броун ҳаракатига боғлиқ бўлган коагуляция ҳам маълум рол ўйнайди. Коагуляция туфайли томчи ва кристалларнинг катталиги ўнлаб микрометрлардан бир неча миллиметрларгача ўсиши мумкин.

Ёгинлар ҳосил бўлиши назариясидан маълумки, коагуляция ҳисобига томчиларнинг катталишииш тезлиги уларнинг радиуси квадратига пропорционал, конденсация орқали катталашиш тезлиги

эса радиусга тескари пропорционал. Демак, томчиларнинг радиуси катталашган сари коагуляциянинг аҳамияти орта боради.

Булут элементлари катталашини ва ёғинлар ҳосил бўлиши учун вертикал ҳаракатлар катта аҳамият касб этади. Кўтарилувчан ҳаракатларда ҳаво ҳарорати адиабатик қонун бўйича ўзгаради, бу эса сув буғининг ўта тўйинишига олиб келиб, коагуляция асосий рол ўйнай бошлайдиган томчиларнинг катталигигача конденсацион ўсишни таъминлайди. Кўтарилувчан оқим билан катта баландликка кўтарилган томчилар, пастга тушганда булутда катта масофани босиб ўтади ва коагуляция ҳисобига йирик ўлчамларгача ўсиб боради.

Ёғинларнинг миқдори горизонтал юзага ёғин пайтида тушган сув ҳосил қилган қатламнинг (сувнинг тупроққа шимилиши, буғланиши, шунингдек сув оқими назарга олинмаганда) миллиметрларда ўлчанган баландлигидир. Баъзи мамлакатларда (АҚШ) ёғинлар миқдори дюймда (1 дюйм=2,52 мм) ўлчанади. Ёққан ёғинларни 1 мм ри 1 м² юзага тушган 1 кг сув миқдорига мос келади.

Ёғинлар булутлардан ёққан ёғинлар ва ер устидаги гидрометеорларга ажратилади.

Булутлардан ёққан ёғинлар элементларнинг тузилиши ва катталигига (*морфологик таснифи*) ҳамда ҳосил бўлишининг физикавий шароитига (*генетик таснифи*) қараб таснифланади. Бундан ташқари ёғинлар агрегат ҳолатига (суюқ ва қаттиқ ёғинлар) қараб ҳам ажратилади.

Агрегат ҳолатига кўра қуйидаги ёғин турлари ажратилади.

Ёмғир – диаметри 0,5-8 мм га тенг томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Каттароқ бўлган томчилар пастга тушаётганда парчаланади. Жала ёмғирларда, айниқса ёмғир бошланишида, томчиларнинг диаметри буркамадагилардан каттароқ бўлади. Манфий ҳароратларда баъзан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши мумкин. Ерга тушганда улар музлаб қолади ва муз қатламни ҳосил қилади.

Ёмғир томчиларининг тушиш тезлиги 8-10 м/с етади. Ёмғирлар ёмғирли қатламни (*Ns*) ва ёмғирли тўп-тўп (*Cb*), баъзи баланд қатламдор (*As*) булутлардан ёғиши мумкин.

Шивалама - диаметри 0,05-0,5 мм га тенг, пастга тушиш тезлиги жуда кичик бўлган томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Улар шамол билан горизонтал йўналишда осонгина кўчирилади.

Шивалама қатламли (*Si*) ва тўп-тўп қатламли (*Sc*) булутлардан, шунингдек туман тарқалганида ёғиши мумкин. Шиваламанинг интенсивлиги 0,25 мм/соат дан ошмайди, тинч ҳавода томчиларнинг тушиш тезлиги 0,3 м/с дан кичик бўлади.

Қор - мураккаб муз кристаллардан иборат бўлган қаттиқ ёғинлар. Муз кристалларнинг шакллари турли бўлади ва ҳосил бўлиши шароитига боғлиқ. Муз кристалларнинг асосий шакли – олти нурли юлдузчалардир.

Юлдузчалар олтибурчакли ясси сиртлардан ҳосил бўлади, чунки шу ясси сиртларнинг бурчакларида сув буғининг сублимацияси энг тез кузатилади. Бу нурларда, ўз навбатида, тармоқланишлар ҳосил бўлади. Қор юлдузчаларининг диаметрлари турлича бўлади (бир неча мм атрофида). Пастга тушганда қор юлдузчалари бири-бирига қўшилиб катта паға-паға кўринишда ёғади (*лайлак қор*). Нолдан юқори ва нолга яқин бўлган ҳароратларда ҳўл қор ёғади.

Лайлак қорнинг радиуси 0,5 мм дан 5 см гача ўзгариши мумкин, радиуси 15-20 см га етган қор юлдузлари ҳам кузатилган.

Ҳўл қор - қор юлдузчалари, томчилар ёки эриётган юлдузчалар кўринишда ёғаётган ёғинлар. Ер сирти яқинида ҳаво ҳарорати 0°C яқин ёки сал баландроқ бўлгандагина ҳосил бўлади.

Булдуруқ - ўта совуқ сув томчиларининг музлаши ва қорнинг доналашган шаклга келиши натижасида ҳосил бўлган, радиуси 7,5 мм гача етадиган музлаган ёки думалоқ шаклдаги қордан иборат бўлган ёғинлар. Булдуруқларнинг музли ва қорли қисмлари орасидаги ўзаро нисбатига боғлиқ ҳолда уларни қорли доналар, қорли ва музли булдуруқларга бўлишади.

Музли игначалар – олтибурчакли призма ва тармоқланишларсиз ясси сиртлар кўринишда бўладиган муз кристаллардан иборат ёғинлар. Улар қишда паст ҳароратларда қуйи ёки ўрта қаватдаги булутлардан ёғади. Юқори қаватдаги булутлар худди шундай музли игначалардан иборат бўлади.

Музли ёмғир – диаметри 1-3 мм га тенг бўладиган тиниқ музли шарчалардан (ҳавода музлаган ёмғир томчилари) иборат бўлган ёғинлар. Ёғинларнинг бу тури камдан-кам учрайди.

Дўл – диаметри бир неча миллиметрдан 6 см гача ва ундан катта бўладиган шар шаклидаги муз бўлакчаларидан иборат бўладиган қаттиқ ёғинлар. Айрим ҳолларда дўлчаларнинг вазни 300 г дан ортиқ бўлиши мумкин. Дўлчалар оқ жилосиз ядро ва унинг устида

кетма-кет жойлашган тиниқ ва жилосиз муз қатламларидан иборат бўлади.

Дўлчаларнинг ўлчами ва кўриниши уларнинг ўз «ҳаёти» давомида бир неча маротаба вертикал ҳаво оқимлари билан пастга ва юқорига кўчганлигини исботлайди. Вертикал кўтарилишларда ўта совиган ҳолатдаги томчилар билан тўқнашиши натижасида дўлчаларнинг ўлчамлари ортади. Пастга тушиб, мусбат ҳароратли қатламларда дўлчаларнинг сирти эрийди, юқорига кўтарилганда - яна музлайди ва ҳ.к.

Дўл ҳосил бўлиши учун булутларнинг сувлиги анча кагта бўлиши керак, шу сабабли дўл фақат йилнинг илиқ фаслида ер сирти яқинида баланд ҳароратлар кузатилганда ёғади. Дўл ўрта кенгликларда тез-тез, тропикларда катта интенсивлик билан ёғади. Қутбий кенгликларда дўл кузатилмайди.

Ҳосил бўлишининг физикавий шароитларига (генетик аломати бўйича) кўра ёғинлар учта гуруҳга бўлинади:

- *буркама ёғинлар* - ёмғир ва қор, баъзида хўл қор кўринишда ёмғирли қатламли ва баланд қатламли (*Ns-As*) булутлардан ўртача интенсивлик билан кенг майдонларда узоқ муддат ёғадиган ёғинлар;

- *жала ёғинлари* - дўл, булдуруқ, қор ва ёмғир кўринишда ёмғирли тўп-тўп (*Cb*) булутлардан ёғадиган ёғинлар. Бу ёғинлар бирданига ёға бошлайдиган, қисқа муддатли, интенсивлиги кескин ўзгарадиган характерга эга. Жала ёғиши тез-тез момақалдиروق ва қасирға билан бирга кузатилади;

- *шивалама ёғинлар* - турғун стратификацияланган ҳаво массаларида ҳосил бўладиган зич қатламли (*St*) ва тўп-тўп қатламли (*Sc*) булутлардан ёғадиган ёғинлар.

Ёғинларнинг интенсивлиги ва давомийлиги муҳим характеристика ҳисобланади. Ёғинлар интенсивлиги деб бирлик вақт давомида ёққан ёғинлар миқдори тушунилади (мм/мин, мм/соат, суткалик максимуми). Жала ёғинлари энг жадал ёғинлардир, уларнинг ўртача интенсивлиги 0,03-0,05 мм/мин тенг бўлиши мумкин. Шивалама ёғинлар энг кичик интенсивликка эга.

Ер шарининг турли жойларидаги ўта кучли (жадал) жала ёғинларининг характеристикалари 7.3-жадвалда келтирилган.

Ўта кучли жала ёғинларнинг характеристикалари

Худуд	Ёғин миқдори, мм	Давомийли- ги, мин	Интенсив- лиги, мм/мин
Австралия	650	120	5,42
Германия	126	83	15,75
Швейцария	22	5	4,46
Руминия	205	20	10,20
Жанубий Африка	356	15	23,73
Жанубий Калифорния	26	1	26,0
Панама	63	6	12,60
АҚШ	31	1	31,00
АҚШ	18	1,4	12,50
Ямайка ороли	195	15	13,00
АҚШ	300	42	7,10
Украина (Карпатлар)	-	1	9,50
Туркменистон	-	-	2,17

Жадвалдан кўриб турибмизки, жала ёғинларининг интенсивлиги қанча катта бўлса, уларнинг давомийлиги шунча қисқа бўлади. Давомийлиги катта ва жадал жала ёғинлари айниқса хавфли.

Ёғинларнинг суткалик ўзгаришини кўриб чиқамиз. Ёғинлар миқдорининг суткалик ўзгаришини аниқлаш учун сутканинг маълум соатлари оралиғида ёққан ёғинлар уларнинг суткалик миқдорига нисбатан фоизларда ажратиб олинади. Бунда икки кузатиш жойи ўртасидаги кескин ўзгарадиган мутлақ қийматлар олинмайди, чунки улар таққослашни қийинлаштиради.

Ёғинларнинг суткалик ўзгариши ниҳоятда мураккаблигига қарамай қуруқликда ёғинлар суткалик ўзгаришларининг икки асосий тури ажратилади – *континентал* ва *қирғоқбўйи*. Бироқ, маҳаллий шароитларга боғлиқ равишда бу турлардан четланишлар ва уларнинг мураккаблашиши кузатилади.

Континентал турда ёғинларнинг максимуми тушдан кейин ва кучсиз иккинчи максимум – эрталаб кузатилади. Ёғинларнинг минимуми эса ярим тундан кейин, иккинчи минимум – тушдан олдин кузатитлади. Асосий максимум кундузги конвекция кучайиши билан, иккинчиси эса – тунда қатламли булутларнинг

ривожланиши билан боғлиқ. Ёзда асосий максимум қишга нисбатан яққолроқ ифодаланган – бу конвекциянинг йиллик ўзгариши билан изоҳланади.

Суткалик ўзгаришнинг бу тури тропиклар учун характерли, чунки бу ерда кундузги конвекция кучлироқ ривожланади, фронтал булутларнинг (сезиларли суткалик ўзгаришга эга бўлмаган) такрорланувчанлиги эса кичикроқ.

Суткалик ўзгаришнинг қирғоқбўйи турида ёғинларнинг максимуми эрталабга ва тунга, минимуми эса – тушдан кейинги соатларга тўғри келади. Суткалик ўзгаришнинг бу тури ёзда қишдагига нисбатан яққолроқ ифодаланган. Баъзи ясси қирғоқлар ёзда кундузи кам булутлилиқ ва, демак, ёғинларнинг камлиги билан ажралиб туради. Гап шундаки, ҳаво денгиздан илиқ ер сиртига ўтганда кундузи унинг нисбий намлиги камаяди ва булутларнинг ривожланиши қийин бўлади. Лекин, қитъа ичига кириб борган сари нотурғунлиқ ортиши билан булутлилиқ ва ёғинлар кўпаяди.

Баъзи жойларда ёғинларнинг суткалик ўзгариши қишда қирғоқбўйи турига, ёзда – континентал турга (масалан, Парижда) яқинлашади.

Қитъаларда ёғинлар такрорланувчанлигининг суткалик ўзгариши ёғинлар миқдорининг суткалик ўзгариши билан устма-уст тушади. Ёғинларнинг жадаллиги қитъаларда тушгача минимал, тушдан кейин ва кечки пайт максимал қийматларга эга бўлади.

Европада ёғинларнинг суткалик миқдори 350 мм гача етиши мумкин, Украинанинг жануби-ғарбида – 210 мм. Тропик кенгликларда энг катта суткалик максимумлар 1050 мм дан ошиши мумкин (Черрапужи, Филиппин, Реюньон ороли).

Ёғинларнинг максимал суткалик интенсивлиги камдан-кам ҳолларда ўртача ойлик миқдорларига (20-30 мм дан ортиқ) етиши мумкин.

7.9. Ер сирти гидрометеорлари

Сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси бевосита ер сиртида ва ердаги буюмларда кузатилиши мумкин. Агар ер сиртига (тупроқ, ўсимликлар, буюмлар) бевосита тегиб турган ҳавонинг ҳарорати конденсация ёки сублимация нуқтасидан паст бўлиб қолса, сув буғининг фазавий ўтишлари натижасида *ер сирти*

гидрометеорлари юзага келиши мумкин. Ер сиртининг ҳароратига қараб суёқ ёки қаттиқ гидрометеорлар ҳосил бўлиши мумкин.

Суёқ гидрометеорларга шудринг ва суёқ қоплама қиради.

Шудринг. Шудринг ҳосил бўлишига асосий сабаб тунги нурланиш таъсирида ер сирти ҳароратининг пасайишидир. Ер сиртининг ҳарорати шудринг нуктаси ҳароратидан паст бўлгандагина конденсация бошланади. Шудринг пайдо бўлишининг зарурий шарти – очиқ ва тинч (шамолсиз) об-ҳаводир. Бундай шароитда ер сиртининг нурланиши ниҳоятда кучли бўлади.

Буюмларнинг горизонтал сиртларида, ўтларда, ер сиртида конденсация жараёни натижасида ҳосил бўлган майда сув томчилари шудринг деб аталади. Ўсимликларнинг нам бўлмайдиган сиртларида (масалан, марваридгулда) шудринг томчилари бир-бирига қўшилиб йирик томчиларни ташкил қилади.

Шудринг пайдо бўлиши натижасида бир йилда 10-30 мм, Ўрта Осиё саҳроларида – 30-40 мм гача ёгинлар тушиши мумкин.

Суёқ қоплама – бу булутли ва шамолли об-ҳавода совуқ, кўпинча, вертикал (тик) сиртларда пайдо бўладиган сувнинг юпқа қатламидир. Суёқ юпқа қатламнинг пайдо бўлиш сабаби тунги нурланиш эмас, балки совуқ об-ҳаводан кейин нисбатан илиқ ва нам ҳавонинг адвекциясидир.

Илиқ ва нам ҳаво нисбатан совуқ сиртлар (девор, дарахтларнинг танаси) билан учрашганда у совийди ва унинг таркибидаги сув ушбу сиртларда қисман конденсацияланади. Табиийки, бу жараён шамолга рўпара бўлган сиртларда юзага келади ва сирт майда сув томчилари билан қопланади («терлайди»).

Қиров, қаттиқ қоплама, булдуруқ ва яхмалак қаттиқ гидрометеорларга қиради.

Ўтларда, тупрокда ва буюмларнинг горизонтал сиртларида узунлиги бир неча миллиметрларга етадиган турли шаклдаги муз кристаллари **қиров** деб аталади. Қировнинг ҳосил бўлиш шароитлари шудринг ҳосил бўлиши билан бир хил, фақат ер сирти ҳарорати манфий бўлиши керак. Совуқ сиртга бевосита тегиб турган ҳаводаги сув буғи сублимация жараёнига учрайди. Қор қопламида ҳам қиров ҳосил бўлади.

Қаттиқ қоплама шамолга рўпара бўлган вертикал сиртларда худди суёқ қоплама ҳосил бўладиган шароитларда юзага келади. Демак, қаттиқ қопламнинг ҳосил бўлиши ҳам нисбатан илиқ ва нам

ҳавонинг адвекцияси билан боғлиқ, фақат бу жараён давомида вертикал сиртларнинг ҳарорати манфий бўлиши керак.

Қаттиқ қоплама, одатда, сиртда зич жойлашган майда кристаллар шаклида бўлади. Баъзида у юпка, текис ва тиниқ муз қатлами кўринишда ҳосил бўлиши мумкин.

Дарахтларнинг шоҳларида, симларда, сим тўрларда ва бошқа ингичка буюмларда ҳосил бўладиган оқ юмшоқ кристаллар *булдуруқ* деб аталади. Булдуруқ, одатда, туманларда қаттиқ аёзларда юзага келади. Ўта совуқ туман томчилари буюмлар билан учрашиб музлайди ва кристаллар ўсишига туртки беради. Булдуруқ буюмларнинг шамолга рўпара бўлган томонида пайдо бўлади. Етарлича кучли шамол булдуруқни осонгина учириб кетиши мумкин.

Ўта кучли совуқ ёмғир томчилари, шивалама ёки кучли туман томчиларини музлатиши натижасида ер сиртида ва буюмларда зич муз қатламининг пайдо бўлиши *яхмалак* деб аталади. Яхмалак бевосита сублимация жараёнининг натижаси эмас, балки унинг ҳосил бўлиши учун атмосферадан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши керак.

Яхмалак манфий ҳароратларда (0° дан -15° гача) ҳосил бўлади. Ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ер сиртига тушиб музлаб қолади.

Тиниқ ва хира (жилосиз) яхмалаклар ажратилади. Хира (жилосиз) яхмалак майдороқ томчиларда (шивалама) ва пастрок ҳароратларда пайдо бўлади. Музнинг қалинлиги бир неча сантиметргача етиши ва шоҳларнинг синишига, симларнинг узилишига олиб келиши мумкин. Яхмалак вақтида ҳар 1 м симда 10 г дан 1 кг гача муз қоплами ҳосил бўлади. Симлардаги музнинг оғирлиги таъсирида симёғочларнинг синиши кузатилган. Бундай шароитларда кўчалар ва йўллар муз билан тўлиқ қопланади, тоғ ўрмонларида эса шаклсиз катта муз парчалари ҳосил бўлади. Денгиз иклимига эга бўлган тоғли ҳудудларда яхмалак кўп кузатилади.

Муз билан қопланиш – яхмалакка яқин ҳодиса. Бу булутлар, туманлар ва ёғинлар ўта совиган томчиларининг самолёт ва бошқа учиш аппаратлари, шунингдек куруклик ва денгиз транспортлари сиргининг музлаши жараёнидир.

Асосий хулосалар

1. Атмосферада сув буғининг тақсимланиш қонуниятлари атмосфера физикасининг яна бир асосий тенламаси – атмосферада сув буғининг кўчиши тенламаси билан тавсифланади. Ҳаво намлиги турли характеристикаларининг суткалик ва йиллик ўзгариши, унинг вертикал тақсимоти асосан шу тенгламанинг адвектив ва конвектив ташкил этувчилари ҳиссасига боғлиқ.

2. Атмосферага қўшилаётган сув буғининг асосий манбаи табиий шароитдаги буғланиш ҳисобланиб, унинг умумий қонуниятлари Дальтон тенламаси билан тавсифланади. Бу тенлама ҳамда иссиқлик баланси тенламаси асосида буғланишни ҳисоблаш формулалари ҳосил қилинган.

3. Атмосферада сув буғи шундай ҳолатдаки, унинг ҳарорати ва босими критик қийматлардан паст бўлади. Бунинг натижасида атмосферада конденсация ва сублимация жараёнлари юз бериб, туманлар ва булутлар пайдо бўлиши мумкин. Сув буғи конденсацияси (сублимацияси)нинг зарурий шarti унинг шудринг нуқтаси ҳароратидан паст ҳароратгача совиши ҳисобланади. Жараён учун етарли шарт эса атмосферада конденсация ядроларининг мавжудлигидир.

4. Булутларнинг асосий таснифи улар ҳосил бўлишининг морфологик ва генетик аломатлари асосида тузилган. Морфологик (ҳалқаро) таснифда булутларнинг ташки кўриниши ва уларнинг жойлашиш баландлиги асос қилиб олинган. Генетик таснифда булутлар ҳосил бўлишининг физик шароитлари асос қилиб олинади.

5. Майда булут элементларининг йирикроқ томчиларга конденсацияланиши ёғинлар ҳосил бўлишининг бошланғич шarti ҳисобланади. Булутдаги сув томчилари ва муз кристаллари йирик-лашишининг иккинчи босқичида асосий ролни коагуляция (гравитацион, Броун ва бошқа) жараёни ўйнайди.

6. Ер усти гидрометеорлари (шудринг, киров, яхмалак ва бошқалар) ёғинларнинг тўпланишида муҳим ўрин эгаллайди.

Назорат саволлари

1. Ердаги сув айланиши тўғрисида умумий маълумотларни беринг.

2. Турбулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламасини келтириб чиқаринг ва таҳлил қилинг.
3. Табиий шароитлардаги буғланиш қандай омилларга боғлиқ? Буғланувчанлик нима?
4. Ер юзаси яқинида ҳаво намлигининг қандай суткалик ўзгариш турлари кузатилади?
5. Йил ва баландлик бўйича ҳаво намлиги қандай ўзгаради?
6. Сув буғининг атмосферадаги конденсацияси ва сублимацияси қайси омилларга боғлиқ?
7. Сув буғининг атмосферадаги конденсацияси зарурий ва етарли физик шартларини характерлаб беринг.
8. Туманлар таснифини айтиб беринг.
9. Адвектив, радиацион ва буғланиш туманларининг шаклланиши учун қулай метеорологик шароитлар қайсилар?
10. Туманлар қайси физик катталиклар билан характерланади?
11. Булутлар қайси физик катталиклар билан характерланади?
12. Булутларнинг морфологик таснифи нима?
13. Булутларнинг генетик таснифи нима?
14. Булутлар миқдори қандай ўлчанади? Уларнинг суткалик ўзгариши қандай?
15. Булут ҳосил бўлиши жараёнининг асосида қайси физик сабаблар ётади?
16. Булутлар таснифларини айтиб беринг.
17. Ёғинларнинг йиллик ўзгариши қандай хусусиятларга эга? Ёғинларнинг жадаллиги нима?
18. Ер усти гидрометеорлари қайсилар? Улар қандай шароитларда юзага келади?

VIII БОБ. АТМОСФЕРА ДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ

Асосий тушунчалар

1. **Ньютоннинг ҳаракат қонунлари** – 1. Ҳар қандай жисм ўзининг тинч ҳолати ёки тўғри чизикли текис ҳаракатини таъсир этаётган ташқи куч бу ҳолатдан чиқармагунча сақлаб қолади. 2. Ҳаракат миқдорининг ўзгариши ҳаракатлантирувчи кучга пропорционал ва бу ўзгариш куч таъсир этаётган тўғри чизик бўйлаб йўналган. 3. Таъсирга доимо унга қарма-қарши йўналган акс таъсир мавжуд: бошқача айтганда икки жисм орасидаги таъсир ўзаро тенг ва қарма-қарши йўналган.

2. **Ғадир-будирлик** – ер яқини қатламида ҳаво ҳаракатига таъсир этувчи тўшалган сиртнинг нотексилиги характеристикаси. **Ғадир-будирлик параметри** ёки **ғадир-будирлик сатҳи** z_0 деб ҳам аталади. Ғадир-будирлик узунлик ўлчовига эга, ғадир-будир сиртнинг характериға боғлиқ ва умуман олганда нотексикларнинг ўртача баландлиги қанча катта бўлса, шунчалик катта бўлади. Ғадир-будирлик сатҳида шамол ўртача тезлиги нолга айланади; бу сатҳдан пастда фақат турбулент пульсациялар мавжуд бўлади.

3. **Экман спирали** – атмосфеарнинг чегаравий қатламида турбулентлик коэффиценти баландлик бўйича ўзгармас, ҳаракат горизонтал ва турғун, изобаралар тўғри чизикли ва ўзаро параллел ҳамда геострофик шамол баландлик бўйича ўзгармас деб қабул қилинганда шамолнинг баландлик бўйича тақсимланишининг математик ифодаси. Бир нуқтадан (координата бошидан) ўтказилган вектор учларининг геометрик ўрнини кўрсатувчи эгри чизик (годограф) бўлиб, ишқаланиш қатламида турли баландликлардаги горизонтал шамол тезлигини тасвирлайди. Логарифмик спирал ҳисобланади.

4. **Айланиш баландлиги** – шамолнинг йўналиши қарама-қарши ёки унга яқин йўналишга алмашадиган баландлик. Мисол учун бундай айланиш йирик масштабдаги ҳарорат тақсимоти таъсирида умумий горизонтал барик градиентнинг муайян

Ўзгаришларида ёки бриз ёки тоғ шамолидан юқорида жойлашган карама-қарши оқимга ўтишда кузатилади.

8.1. Атмосферада таъсир этувчи асосий кучлар

Атмосфера тўхтовсиз ҳаракат ҳолатида бўлади. Иссиқлик алмашинуви жараёнлари билан белгиланадиган босимнинг нотекис тақсимоти бу ҳаракатнинг асосий сабабидир. Атмосфера ҳаракатларини юзага келтирувчи кучларни кўрайлик.

Атмосферада таъсир этаётган кучлар масса (ҳажм)га ва сиртга таъсир этувчи кучларга бўлинади. Биринчи кучларга кўриляётган ҳаво заррачаси билан ёндош бошқа ҳаво заррачаларининг бор-йўқлигидан қатъий назар масса (ёки ҳажм)нинг ҳар бир элементига таъсир этувчи кучлар киради. Уларга *огирлик кучи* ва *инерцион* – Ер шари айланишининг четлантирувчи (*Кориолис*) ва *марказдан қочма* кучлар киради.

Сиртга таъсир этувчи кучлар кўриляётган ҳаво массаси (ҳажми)нинг атроф-муҳит билан ўзаро таъсири натижасида юзага келадиган кучлардир. Бу кучлар кўриляётган ҳажмнинг ташқи сиртидаги заррачаларга қўйилган бўлади. Уларга *барик градиент* ва *қовушқоқ ишқаланиш* кучлари киради.

Юқорида санаб ўтилган кучларни кўриб чиқайлик.

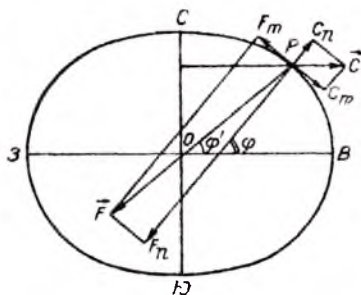
Огирлик кучи g – бу Ер шари маркази томон йўналган тортиш кучи \vec{F} ва айланиш радиус-вектори бўйича йўналган марказдан қочма куч \vec{C} ларнинг перпендикуляр ташкил этувчилари айирмасидир (34-расм), яъни:

$$P = \rho g = F_n - C_n. \quad (8.1)$$

Расмдаги белгилашлардан фойдаланиб, қуйидагига келамиз:

$$g = G \frac{M}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \varphi, \quad (8.2)$$

бу ерда $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ – гравитацион доимий, M – Ер массаси, R – Ернинг ўртача радиуси, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – Ер айланишининг бурчак тезлиги, φ – географик кенглик.



34-расм. Оғирлик кучининг аниқланишига доир

Оғирлик кучининг энг катта қийматлари кутбларда, энг кичик қиймати – экваторда кузатилади.

Ер айланишининг четлантирувчи кучи (Кориолис кучи). Бу инерцион куч бурчак тезлиги $\bar{\omega}$ га тенг бўлган Ернинг суткалик айланиши билан боғлиқ. У фақат ҳаво заррачаси ер сиртига нисбатан \bar{v} тезлик билан ҳаракатланаётгандагина юзага келади.

Умумий ҳолда, бирлик ҳаво ҳажмига таъсир этаётган Кориолис кучи қуйидагига тенг бўлади:

$$\bar{K} = 2\rho(\bar{v} \times \bar{\omega}), \quad (8.3)$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги, $\bar{\omega}$ – Ернинг айланиш ўқи бўйича шимолий кутб томон йўналган вектор.

Кориолис кучининг x, y, z ўқларига проекциялари қуйидагича:

$$\left. \begin{aligned} K_x &= 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) \\ K_y &= 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) \\ K_z &= 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) \end{aligned} \right\}, \quad (8.4)$$

бу ерда u, v, w – \bar{v} тезлик векторининг, $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ – $\bar{\omega}$ векторнинг мос равишда x, y, z ўқларга проекциялари.

(8.4) га кирган қўшилувчиларнинг миқдорларини таққослаш кўрсатадики, $K_z \ll K_x, K_z \ll K_y$ ва w нинг қиймати u ва v ларга нисбатан 2-3 тартибга кичикдир. Демак, қуйидагини ёзиш мумкин:

$$K_x = 2\rho\omega_z v, \quad K_y = -2\rho\omega_z u. \quad (8.5)$$

Кориолис кучининг горизонтал ташкил этувчиси куйидагига тенг бўлади:

$$K_x = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_1 V \quad (8.6)$$

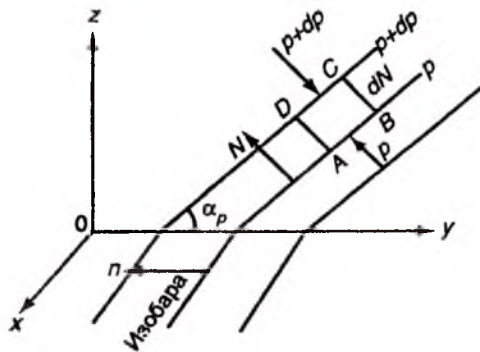
бу ерда $\omega_z = \omega \sin \varphi$ – Ер айланиши бурчак тезлигининг вертикал ташкил этувчиси, $V = \sqrt{u^2 + v^2}$.

Ҳаво заррачасининг ҳаракат йўналишига нисбатан Кориолис кучининг таъсир йўналишини аниқлайлик. x ўқининг мусбат йўналишини ғарбдан шарққа, y ўқининг мусбат йўналишини эса – жанубдан шимолга танлайлик. Унда шамол ғарбдан шарққа йўналган бўлса $u > 0$, жанубдан шимолга йўналган бўлса $v > 0$. шарқий шамол учун $u < 0$, шимолий шамол учун $v < 0$.

Мос равишда Кориолис кучининг x ва y ўқларига проекциясининг ишораси танланади. Шимолий яримшарда $\omega_z > 0$, жанубий яримшарда – $\omega_z < 0$.

Энди, x ўқини шамол йўналиши бўйича йўналтирсак, куйидагига келамиз: $u > 0$, $v = 0$ $K_x = 0$, $K_y < 0$. Шундай қилиб, Кориолис кучи ҳаракатдаги ҳаво заррачасини шимолий яримшарда ҳаракат йўналишига нисбатан ўнг томонга оғдиради. Мос равишда жанубий яримшарда ҳаво заррачаси чап томонга оғади.

Барик градиент кучи – бу босимнинг нотекис тақсимоти натижасида юзага келувчи кучдир. Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан маълум бурчак остида жойлашган бўлади (35-расм).



35-расм. Босим кучининг натижаловчиси тушинчасига доир

Расмдан кўришиб турибдики, ABCD ҳажмга таъсир этаётган барча босим кучлари натижаловчисининг абсолют қиймати $P - (P + dP) = -dP$ га тенг бўлади. Унинг йўналиши изобарик сиртга перпендикулярнинг мусбат йўналиши билан бир хил бўлади.

Бирлик ҳажмга таъсир этаётган босим кучлари натижаловчисининг модули куйидагига тенг:

$$-\frac{dP}{dN} = G, \quad (8.7)$$

бу ерда dN – қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа.

Босим градиентининг x , y ва z ўқларига проекцияси куйидагича бўлади:

$$-\frac{dP}{dx}, -\frac{dP}{dy}, -\frac{dP}{dz}. \quad (8.8)$$

Барик градиентининг горизонтал ташкил этувчиси куйидагича ёзилиши мумкин:

$$G_2 = -\frac{dP}{dn}. \quad (8.9)$$

Бу куч таъсирида ҳавонинг горизонтал ҳаракати (шамол) юзага келади. G_2 , одатда, *барик градиент* деб аталади.

Ковушқоқ ишқаланиш кучлари. Ҳаракатдаги ҳавонинг турли ҳажмлари ҳар хил тезликлар билан ҳаракатланганда ковушқоқ ишқаланиш кучлари юзага келади.

Атмосферада шамол тезлиги вертикал градиентининг қиймати унинг горизонтал градиентидан бир неча тартибга катта бўлганлиги учун, шамол тезлигининг баландлик бўйича ўзгариши билан боғлиқ бўлган кучлар энг катта аҳамият касб этади.

Молекуляр-кинетик назария нуктаи назаридан ковушқоқ ишқаланишнинг физикавий мазмунини аниқлайлик.

Фараз қиламизки, z ва $z + dz$ сатҳларда мос равишда шамол тезликлари \vec{v} ва $\vec{v} + d\vec{v}$ га тенг. Тартибсиз (хаотик) ҳаракат натижасида ҳаво молекулалари бир сатҳдан иккинчи сатҳга ўтиб, ўз импульсини узатади. Шундай қилиб, қуйи сатҳ томонидан юқоридаги сатҳдаги молекулалар ҳаракатини секинлаштирадиган куч юзага келади. Аксинча, юқори сатҳдаги молекулалар пастдаги

молекулалар ҳаракатини тезлаштиришга интилади. Натижада, бирлик юзага қўйилган ва *молекуляр ишқаланиш кучланиши* $\bar{\tau}_m$ деб аталувчи кучлар жуфтлиги пайдо бўлади. Табиийки, ишқаланиш кучланиши шамол тезлигининг вертикал градиентига мутаносиб:

$$\bar{\tau}_m = \eta \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}, \quad (8.10)$$

бу ерда η – *динамик қовушқоқлик коэффициентини* (кг/м · с).

Баъзида *кинематик қовушқоқлик коэффициентини* $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ ни кiritишади, бу ерда ρ – ҳаво зичлиги.

Турбулент ҳаракат учун импульс алмашинуви катта ҳажмдаги ҳаво массалари ўртасида юз беради. Бу ҳаракат учун, молекуляр ишқаланишга ўхшаб, *турбулент ишқаланиш кучланишини* куйидагича ёзиш мумкин:

$$\bar{\tau}_t = A \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} = \rho k \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}, \quad (8.11)$$

бу ерда $\frac{\partial \bar{V}}{\partial z}$ – сатҳлар орасидаги ҳаво оқими ўртача тезлигининг градиенти, A – турбулент қовушқоқлик коэффициентини, k – турбулентлик коэффициентини.

Умумий ҳолда ишқаланиш кучланиши молекуляр ва турбулент ишқаланиш кучланишларининг йиғиндисига тенг:

$$\bar{\tau} = (\eta + A) \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}. \quad (8.12)$$

Бирлик ҳаво ҳажмига таъсир этаётган қовушқоқ ишқаланиш кучи куйидагича ёзилади:

$$\bar{R} = \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}. \quad (8.13)$$

Бу кучнинг x , y , z ўқларига проекциялари:

$$\left. \begin{aligned} R_x &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ R_y &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ R_z &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (8.14)$$

Микдорий баҳолашлар кўрсатадики, Ер сирти гадир-будир-лигининг таъсири атмосферанинг бир неча юз метрлардан 1-1,5 км баландликларгача тарқалади. Бу қатлам *атмосферанинг чегаравий қатлами* деб аталади ва бу ерда босим градиенти ҳамда Кориолис кучлари билан бир қаторда ковушқоқ ишқаланиш кучларини ҳам ҳисобга олиш лозим.

Эркин атмосферада бошқа кучларга нисбатан ишқаланиш кучларининг таъсири катта эмас. Лекин, шамол тезлигининг градиенти катта бўлган жойларда ишқаланишни ҳисобга олиш керак. Бу фронтал зоналарга, тез ҳаво оқимларига ва бошқа атмосфера объектларига тааллуқли.

Марказдан қочма куч ҳаво заррачаси эгри чизикли траектория бўйлаб ҳаракатланганда ҳосил бўлади:

$$\bar{C} = \rho \frac{\bar{V}^2}{r}, \quad (8.15)$$

бу ерда r – траекториянинг эгрилик радиуси, \bar{V} – шамол тезлиги.

8.2. Турбулент атмосфера учун ҳаракат тенгламалари

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ жисм массасининг унинг тезланишига кўпайтмаси шу жисмга таъсир этувчи кучларнинг геометрик йиғиндисига тенг:

$$\rho \frac{d\bar{V}}{dt} = \bar{G} + \bar{K} + \bar{P} + \bar{R}. \quad (8.16)$$

Бу тенглама *атмосферанинг вектор кўринишидаги ҳаракат тенгласидир*.

Кучларнинг x , y ва z ўқлари бўйича проекцияларини қўллаб, координата кўринишидаги атмосферанинг ҳаракат тенгламалари тизимини ҳосил қиламиз:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \rho g_x + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \rho \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \rho g_y + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ \rho \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) + \rho g_z + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\}. \quad (8.17)$$

(8.17) тенгламалар тизимини соддалаштириш мақсадида куйидаги фикрларни ҳисобга оламиз:

- тезликнинг вертикал ташкил этувчиси w горизонтал ташкил этувчиларидан (u ва v) кичик;

- (8.17) нинг учинчи тенгламаси таркибига кирган ҳадларнинг тартиб кийматларини ҳисобга олиб, уни статика тенгламаси кўринишига олиб келиш мумкин;

- тенгламаларнинг чап ва ўнг томонларини ρ га бўлиб, чап томонда тезланиш проекцияларини ҳосил қиламиз;

- η ва A ларни v ва k билан алмаштирамиз.

Унда (8.17) куйидаги кўринишда тасвирланади:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_x u + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial v}{\partial z} \\ -\frac{\partial P}{\partial z} &= \rho g \end{aligned} \right\}. \quad (8.18)$$

Ҳаво идеал газ каби муҳит узуликсизлиги шартига жавоб беради. Физик нуқтаи назардан бу газ (суюклик) массасининг йўқолмаслигини англатади. Узуликсиз муҳитлар учун *узуликсизлик тенгламаси* ўринли бўлади. Уни келтириб чиқарамиз.

Бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юздан ҳаво массасининг оқими ҳаво зичлиги ва оқим тезлиги кўпайтмасига тенг бўлади. x , y ва z ўқларига оқимнинг проекциялари ρu , ρv ва ρw га тенг бўлади.

Бирлик вақт ичида бирлик ҳажмга ҳаво массасининг оқиб келиши тескари ишора билан олинган оқим дивергенциясига тенг:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right)$$

ёки

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0. \quad (8.19)$$

Бу узуликсиз муҳит учун узуликсизлик тенгламасидир.

Қўпайтмалардан ҳосилаларни олиб, зичликнинг вақт бўйича тўлиқ ҳосиласининг ифодасини

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

эсласак, узуликсизлик тенгламасини қуйидаги кўринишга келтирамиз:

$$\frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

ёки

$$\frac{d\rho}{dt} + \operatorname{div} \vec{V} = 0 \quad (8.20)$$

Атмосфера учун ҳаракат тенгламалари (8.18), узуликсизлик тенгламаси (8.19), нам ҳаво учун ҳолат тенгламаси, иссиқлик узатилиши тенгламаси ва сув буғининг кўчиши тенгламаси биргаликда *атмосфера учун гидротермодинамиканинг асосий тенгламалари тизимини* ифодалайди.

Умумий ҳолда гидротермодинамика тенгламалари тизимини ечиш нихоятда мураккаб масаладир. Гидротермодинамика тенгламалари хусусий ҳосилали дифференциал тенгламалар бўланлиги сабабли уларни ечиш учун чегаравий ва бошланғич шартларни белгилаш зарур. Уларнинг кўриниши ўрганилаётган жараён ёки ҳодисаларнинг физикавий моҳиятига боғлиқ.

8.3. Оқим чизиқлари ва траекториялар

Ҳаво оқимлари майдонларини ўрганиш учун оқим чизиқлари ёрдамида ушбу майдонни график тасвирлаш катта кўргазмалилиги билан ажралиб туради. *Оқим чизиқлари* – бу шундай чизиқларки,

уларга уринма бўлган чизиклар кўрилатган вақтда ҳаракат йўналиши билан устма-уст тушади. Агар u , v , w – тўғи чизикли координаталар тизимида тезликнинг проекциялари бўлса, у ҳолда оқим чизиклари учун дифференциал тенглама қуйидагича ёзилади:

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v} = \frac{dz}{w}. \quad (8.21)$$

Кўрилатган жойда тезлик қанчалик катта бўлса, оқим чизиклари шунчалик зич ўтказилади.

Оқим чизиклари билан бир қаторда, заррачалар жойлашишининг вақт бўйича ўзгаришини белгилайдиган *заррачалар траекторияларини* график тасфирлаш мумкин.

Агар ҳаракат мувозанатлашган бўлса, яъни шамолнинг тезлиги ва йўналиши вақт бўйича ўзгармаса, оқим чизиклари ва траекториялари тенгламалари айнан бир хил бўлади. Бошқача айтганда, оқим чизиклари ва траекториялар бир-бирига мос тушади. Мувозанатлашмаган ҳаракат учун оқим чизиклари ва траекториялар бир-биридан кескин фарқ қилади.

Шамол майдонини график тасфирлаш учун *изотахалар* – шамол тезлигининг бир хил қийматларини бирлаштирувчи чизиклар ва *изогоналар* – шамол тезлигининг бир хил йўналишларини бирлаштирувчи чизиклар қўлланилади. Оқим чизикларининг йиғилиши ва тарқалиши билан характерланадиган атмосфера ҳаракатларининг график тасвирланиши алоҳида эътиборга эга.

Ер сирти яқинида паст босимли ҳудудда оқим чизикларининг бир нуқтага йиғилиши, юқори босимли ҳудудларда эса, аксинча, оқимларнинг тарқалиши кузатилади (36-расм).



36-расм. Циклон (а) ва антициклондаги (б) йиғилиш ва тарқалиш нуқталари

Оқимларнинг йиғилиши ёки тарқалиши иккита ҳаво оқимлари мавжуд бўлганида бирор чизик бўйлаб юз бериши ҳам мумкин.

Оқимларнинг йиғилиши ёки тарқалиши ҳаво оқимларининг но-текис жойлардан ҳаракатида кузатилиши мумкин. Рельеф таъсири-да оқимларнинг торайиши ёки кенгайиши кузатилади. Бу жараён давомида шамол тезлиги ҳам ўзгаради.

8.4. Геострофик шамол. Шамолнинг барик қонуни

Агар ҳаво заррасига фақат босим горизонтал градиенти кучи-гина таъсир этганида, Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ, унинг ҳаракати ўзгармас тезланишга эга бўларди. Сон жиҳатдан бирлик массага нисбатан ҳисобланган $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ горизонтал барик гра-диент кучининг қийматига тенг бўлган бу тезланишнинг тартибини аниқлайлик. Нормал атмосфера шароитида ($P_0=1000$ гПа, $T_0=273$ К) ҳаво зичлиги $1,273$ кг/м³ га тенг. Горизонтал барик градиентни 1 гПа/100 км га тенг деб оламиз. У ҳолда, ρ ва $\frac{\partial P}{\partial n}$ ларнинг сон қийматларини $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ ифодага қўйиб, тезланиш тахминан 10^{-3} м/с² га тенг эканлигини топамиз.

Ҳаво зарраси паст босим томонга ҳаракатланишни бошлаши билан, тезликка нормал бўйлаб ўнгга йўналган (шимолий ярим-шарда) Кориолис кучи пайдо бўлади. Кориолис кучининг пайдо бўлиши ҳаво заррасининг ўз ўқи атрофида айланаётган Ерга нисба-тан, яъни ноинерцион санок системасига нисбатан ҳаракат-ланишига боғлиқ. Бу ҳолда ер сирти, яъни ҳаракатланаётган ҳаво зарраси билан боғлиқ бўлган координаталар системаси Ернинг суткалик айланиши жараёнида ҳаракатланаётган ҳавода бурилади. Бунда ҳосил бўладиган бирлик массага тўғри келувчи тезланиш $2\omega \sin \varphi V$ га тенг. Шамол тезлиги $V=10$ м/с бўлганда 30° кенглик учун бу тезланишнинг тартибини аниқлаймиз. Ер айланма ҳаракатининг бурчак тезлиги $\omega=7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ эканлигини ҳисобга ол-сак, Кориолис тезланиши $0,75 \cdot 10^{-3}$ м/с², яъни босим горизонтал гра-диенти кучининг тезланиши тартибида бўлади.

Ҳаво зарраси Кориолис кучи таъсири остида бу куч босим го-ризонтал градиенти кучи билан мувозанатга келгунча ўнгга бури-лади. Бундай ҳолат ҳаво изобаралар бўйлаб ҳаракатланишни бош-лаганда юз беради. Бундай тўғри чизикли бир текисдаги

ишқаланишсиз ҳаракат *геострофик шамол* дейилади (37-расм). Геострофик шамол тезлигини заррага таъсир этувчи кучларнинг мувозанати шартидан аниқлаш мумкин:

$$\bar{G} = \bar{K} \quad \text{ёки} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega \sin \varphi \cdot V_g \quad (8.22)$$

(8.22) дан:

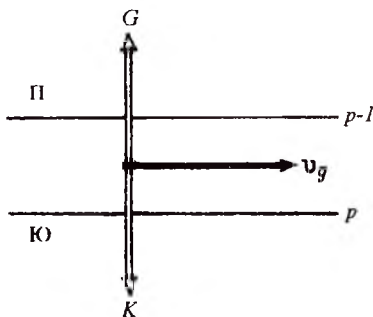
$$V_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \quad (8.23)$$

ёки:

$$V_g = -\frac{1}{l\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (8.24)$$

ни ҳосил қиламиз, бу ерда $l = 2\omega \sin \varphi$ – Кориолис параметри.

Юқоридаги мулоҳазалардан геострофик шамол йўналиши изобаралар билан мос тушиши келиб чиқади. Шу билан бирга, агар шамол йўналиши томонга юзланиб турилса, *паст босимли соҳа шимолӣ яримшарда чанда, жанубӣ яримшарда ўнгда* жойлашади. Бу конда *шамолнинг барик қонуни* деб юритилади.



37-расм. Геострофик шамолни аниқлашга доир.
 p ва $p-1$ – изобаралар, Π – паст атмосфера босими соҳаси,
 Ю – юқори атмосфера босими соҳаси, G – босим горизонтал
 градиенти кучи, K – Кориолис кучи, V_g – геострофик шамол
 тезлиги.

Геострофик шамол қйматларининг тартибини аниқлайлик. Бунинг учун (8.24) формулага унинг таркибига кирувчи катталикларнинг сон қйматларини қўямиз. 55° кенгликда барик градиентни $1 \text{ гПа}/100 \text{ км}$ га тенг деб олсак, $V_g = 5,8 \text{ м/с}$ ни ҳосил қиламиз.

Ҳаво ҳаракатини тезланишсиз $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = 0$ деб, ковшоқлик кучларини ҳисобга олмасак, (8.18) тенгламадан геострофик шамолнинг u_g, v_g проекциялари учун ифодаларга эга бўламиз:

$$u_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}. \quad (8.25)$$

Синоптик карталарда ҳар 5 гПа дан ўтказиладиган қўшни изобаралар орасидаги масофа Δn орқали белгиланса, геострофик шамол модули учун қуйидаги ишчи формулани ҳосил қиламиз:

$$V_g = \frac{a}{\sin \varphi \cdot \Delta n}, \quad (8.26)$$

бу ерда $a = 3,42 \cdot 10^6 \text{ } \rho (\text{м}^2/\text{с})$.

(8.25) формулаларга босимнинг ўрнига изобарик сиртнинг мутлақ баландлиги Φ ифодасини киритамиз.

$d\Phi = \frac{g}{g_0} dz$, $gdz = -\frac{dP}{\rho}$ эканлигини ҳисобга олсак, (8.25) формулалар қуйидагича ёзилади:

$$u_g = -\frac{g_0}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g_0}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad (8.27)$$

Бу тенгламаларда Φ катталиги геопотенциал метрларда (гп.м) берилган. Табиийки, геострофик шамол мутлақ топография изогипсалари бўйлаб йўналган бўлади. Бу карталарда изогипсалар ҳар 40 гп.м ораликда ўтказилганлиги учун мутлақ топография карталарида V_g геострофик шамол учун ишчи формула қуйидагича ёзилади:

$$V_g = \frac{a'}{\sin \varphi \cdot \Delta n'}, \quad (8.28)$$

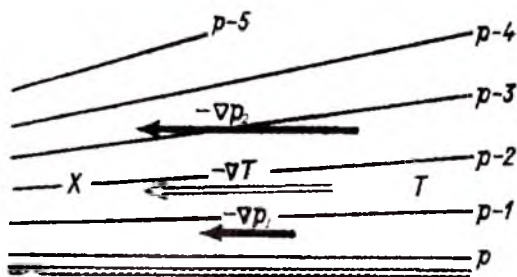
бу ерда $a' = 40 \frac{g_0}{2\omega}$ – барча изобарик сиртлар учун ўзгармас катталик.

Реал шароитда атмосферадаги ҳаракатлар, одатда, мувозанатлашмаган ва соф горизонтал эмас, изобаралар эса тўғри чизикли эмас ва бир-биридан бир хил масофада жойлашмайди. Шунинг учун ҳам эркин атмосферада шамол геострофик бўлмайди. Лекин, эркин атмосферадаги йирик масштабли ҳаво ҳаракатлари учун шамол геострофик шамолга яқин бўлади. Ҳақиқий шамолнинг тезлиги геострофик шамолга тенг деб қабул қилинган атмосфера модели *квазигеострофик модел* деб аталади.

8.5. Геострофик шамолнинг балаидлик бўйича ўзгариши

Эркин атмосферада ҳароратнинг нотекис тақсимотига боғлиқ равишда босим горизонтал градиентининг ўзгаришлари таъсирида шамолнинг тезлиги ва йўналиши ўзгариб туради.

Бу жараён қандай юз беришини кўриб чиқайлик. Денгиз сатҳида бирор соҳада босимнинг горизонтал градиенти нолга тенг бўлсин, яни барча нуқталарда босим бир хил бўлсин (38-расм). Ҳаво ҳарорати эса нотекис тақсимланган. Кўрилаётган соҳанинг бир қисми илиқроқ, бошқаси совуқроқ бўлиши мумкин. Бу ҳолат ҳарорат горизонтал градиентининг юзага келишига олиб келади. У ҳарорат паст бўлган томонга йўналган бўлиб, изотермаларга перпендикуляр бўлади. Совуқ ҳавода барик поғона илиқ ҳаводагидан кичик бўлганлиги сабабли, изобарик сиртлар қия бўлади. Бунда юқорига кўтарилган сари илиқ ҳаводан совуқ ҳавога қиялик бурчаги катталашади.



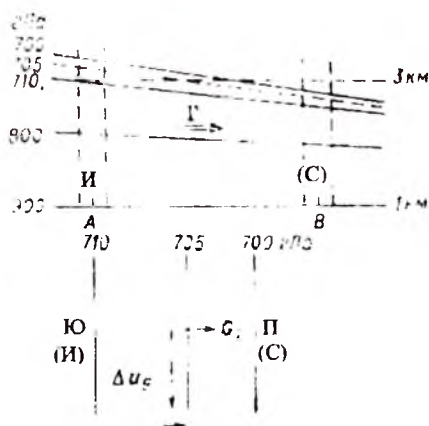
38-расм. Ҳарорат ва босимнинг горизонтал градиентлари орасидаги боғлиқлик.

Шундай қилиб босимнинг горизонтал градиенти пайдо бўлади ва у юқорига кўтарилган сари ортади.

Агар денгиз сатҳида барик градиент нолдан фарқланса, унда юқорига кўтарилган сари ҳароратнинг нотекис тақсимооти билан боғлиқ бўлган қўшимча барик градиент пайдо бўлади. Баландлик қанча катта бўлса, барик градиентнинг қўшимча ташкил этувчиси шунча катта бўлади. Етарлича катта баландликда барик градиентнинг йўналиши кўрилаётган қатламдаги ўртача ҳароратнинг горизонтал градиенти йўналишига яқин бўлади. Бу илиқ ҳудудларда босимнинг баландроқ, совуқ ҳудудларда эса – пастроқ бўлишини англатади.

Қуйи сатҳда барик градиент ҳароратнинг горизонтал градиентига тескари йўналган ҳоллар кузатилиши мумкин. Бу ҳолда барик градиент тескари йўналишдага қўшимча ташкил этувчига эга бўлиб, юқорига кўтарилган сари камаяди. Маълум баландликда у нолга айланиб, ўз йўналишини 180° га ўзгартиради ва орта бошлайди.

Қуйидаги ҳолни кўриб чиқайлик. $z_1=1$ км баландликда босимнинг горизонтал градиенти нолга тенг, демак $V_g=0$ бўлсин (39-расм). A нуқта устидаги ҳаво устунининг ҳарорати B нуқта устидаги ҳаво ҳароратидан юқори. У ҳолда z сатҳда A дан B га йўналган босимнинг горизонтал градиенти \bar{G} пайдо бўлади. Бу илиқ ҳаво массасида босим баландлик бўйича совуқ ҳаво массасидагига нисбатан секинроқ камайиши билан боғлиқ.



39-расм. Ҳароратнинг горизонтал градиенти таъсирида геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши схемаси.

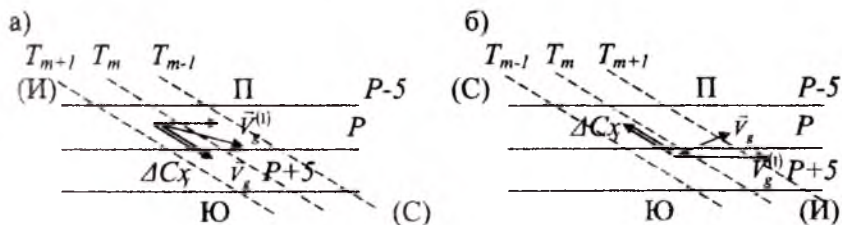
Қўшимча босим градиенти таъсирида изобаралар бўйлаб йўналган ҳаракат вужудга келади. 39-расмнинг пастки қисмида $z_2=3$ км сатҳда горизонтал текисликдаги босим тақсимоли кўрсатилган. Келтириб ўтилган фикрлар ва 39-расмдан келиб чиқадики, \vec{H} ҳароратнинг горизонтал градиенти ҳосил қилувчи $\Delta\vec{C}_x$ геострофик шамол орттирмаси \vec{V} га шундай перпендикуляр йўналганки, шимолий яримшарда совуқ соҳа ҳаракат йўналишидан чапда, илиқ соҳа эса ўнгда жойлашади.

Шундай қилиб, ихтиёрий z баландликдаги геострофик шамолни бошланғич сатҳдаги геострофик шамол $\vec{V}_g^{(1)}$ ва z_1 дан z гача бўлган қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиентига боғлиқ шамоллардан иборат бўлган вектор йиғинди кўринишида ифодалаш мумкин:

$$\vec{v}_g = \vec{V}_g^{(1)} + \Delta\vec{C}_x. \quad (8.29)$$

$\Delta\vec{C}_x$ – қўшимча термик шамол деб аталади.

Термик шамол қатламнинг ўртача ҳарорат изотермалари бўйлаб йўналган, унинг модули эса қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиенти ва шу қатламнинг қалинлигига пропорционал. z_1 сатҳдаги горизонтал барик градиентнинг мутлақ қиймати ва $z-z_1$ қатламдаги ўртача ҳароратнинг горизонтал градиенти, шунингдек бу градиентлар орасидаги бурчакка боғлиқ ҳолда геострофик шамолнинг турли вертикал профиллари кузатилади. Алоҳида қизиқиш уйғотувчи икки ҳолни кўриб чиқамиз (40-расм).



40-расм. Геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши.

- а) илиқ адвекциядаги ўнгга бурилиш,
 б) совуқ адвекциядаги чапга бурилиш.

Биринчи ҳолда (40а-расм) илиқ соҳадан (И) совуқ соҳага (С) кўчиш юз беради, яъни *илиқ адвекция* кузатилади. Шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан ўннга бурилади ва йўналиши изотермаларга (узиқ чизиклар) яқинлашади.

Иккинчи ҳолда (40б-расм) совуқ соҳадан (С) илиқ соҳага (И) кўчиш юз беради, яъни *совуқ адвекция* кузатилади. Бунда шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан чапга бурилади.

Шундай қилиб, *эркин атмосферада шамолнинг ўннга бурилиши билан илиқ адвекция, чапга бурилиши билан совуқ адвекция боғлиқ бўлади.*

8.6. Циклон ва антициклонларда градиент шамол

Ишқаланиш бўлмаган ҳолда ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб турғунлашган горизонтал ҳаракатини кўрайлик. Бу ҳолда ҳаво заррасига босимнинг горизонтал градиенти ва Кориолис кучларидан ташқари марказдан қочма куч ҳам таъсир қилади. Циклонда ҳам, антициклонда ҳам кузатилиши мумкин бўлган бундай ҳаракат *градиент ёки геоциклострофик шамол* деб аталади.

Циклонда ҳаво заррачаси горизонтал барик градиент кучи таъсирида тезланиш олиб, радиус бўйлаб циклон марказига интилади. Ҳаракат юзага келган заҳоти ҳаво заррасини 90° бурчак остида ўнг томонга (шимолий яримшарда) четлантирувчи Кориолис кучи пайдо бўлади. Шамол йўналишининг ўзгариши ва тезликнинг ортиши барик градиент, Кориолис ва марказдан қочма кучлар мувозанатга келгунича кузатилади. Шундай қилиб, циклонда мувозанатлашган ҳаракатда ҳаво заррачаси изобаралар бўйлаб шимолий яримшарда соат милига қарама-қарши йўналишда (жанубий яримшарда соат мили бўйича) ҳаракатланади. Изобаралар бўйлаб йўналган бу текис ҳаракат *градиент шамол* деб аталади.

Циклондаги градиент шамолида учта кучнинг мувозанати юзага келади: босим градиенти Кориолис ва марказдан қочма кучларни мувозанатлайди (41а-расм). Демак:

$$-\vec{G} = \vec{K} + \vec{C}$$

ёки

$$-\frac{\partial P}{\partial r} = l\rho v_{gr} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r}, \quad (8.30)$$

бу ерда r – циклон марказигача масофа, v_{gr} – циклондаги градиент шамол тезлиги.

(8.30) квадрат тенгламанинг v_{gr} га нисбатан ечими қуйидаги кўринишга эга:

$$v_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (8.31)$$

(8.31) дан циклон марказида ($r=0$) градиент шамол доим нолга айланиши кўриниб турибди. Марказдан узоклашиш билан изобаралар қуюқлиги сақланганда градиент шамол тезлиги ортади.

Тропик (φ кичик бўлган) кенгликлардаги циклонларда Кориолис кучи қиймати жуда кичик бўлади ва бу ерда барик градиент кучи асосан марказдан қочма куч билан мувозанатланади. Нотурғун стратификацияланган атмосферада юзага келган қуюн, торнадо ва вертикал ўқли кичик уюрмаларда, заррачалар траекториялари радиуси жуда кичик бўлади (баъзида ўнлаб метрларга тенг ва ундан кичик). Бу ҳолда марказдан қочма кучларга нисбатан Кориолис кучининг таъсири эътиборга олинмайди. Унда айланишнинг ихтиёрий йўналишларида барик градиент ва марказдан қочма кучлар ўртасида мувозанат кузатилиши мумкин. Шунинг учун ҳам кичик уюрмаларда ҳаво заррачалари ҳам соат мили бўйлаб, ҳам унга тескари йўналишда ҳаракатланиши мумкин.

Антициклонда ҳам учта кучнинг мувозанати кузатилади: Кориолис кучи босимнинг горизонтал градиенти ва марказдан қочма кучлар йиғиндиси билан мувозанатланади (41б-расм):

$$-\frac{\partial P}{\partial r} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r} = l\rho v_{gr} \quad (8.32)$$

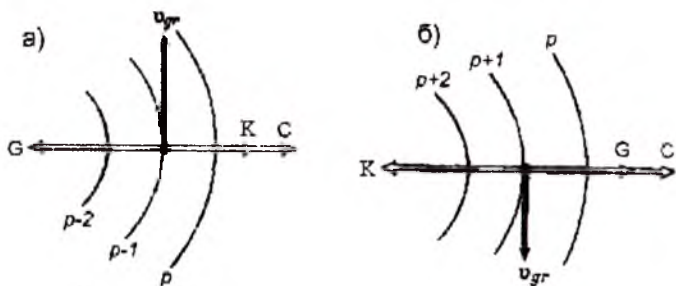
ёки

$$v_{gr}^2 - lr v_{gr} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0. \quad (8.33)$$

(8.33) нинг ечими қуйидагича бўлади:

$$v_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (8.34)$$

(8.34) дан стационар антициклон марказида ($r=0$) шамол нолга тенглашиши келиб чиқади. Марказдан узоқлашганда шамол тезлиги ортади.



41-расм. Циклон (а) ва антициклондаги (б) градиент шамол. p , $p-1$ ва $p-2$ – изобаралар, G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, C – марказдан қочма куч, v_{gr} – градиент шамол тезлиги.

Циклондан фарқли антициклонда градиент шамол тезлиги чекланган. Бу антициклонда $\frac{\partial P}{\partial r} < 0$ (марказдан узоқлашган сари босим камаяди) эканлиги билан тушунтирилади. Шу сабабли (8.34) да илдиз остидаги ифода $\frac{\partial P}{\partial r}$ модулининг жуда катта қийматларида нолга тенглашиши мумкин.

41-расмдан кўриниб турибдики, шимолӣ яримшарда циклонда ҳаво доим соат милига қарши, антициклонда эса соат мили бўйлаб ҳаракатланади. Жанубӣ яримшарда ҳаво ҳаракатининг йўналиши қарама-қаршига ўзгаради.

8.7. Атмосферанинг чегаравий қатламида ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири

Ер сирти яқинида ишқаланиш ва қовушқоклик кучлари таъсирида шамол кучли сусаяди, яъни шамол тезлиги ер сирти ва z_0 қалинликли энсиз қатламда нолга айланади. Бу қатлам гадир-будирлик қатлами дейилади. Гадир-будир сиртда шамол тезлиги

куйидаги сабабга кўра нолга айланади. Ҳаво молекулалари сирт нотекисликларига урилади ва илгарилама ҳаракат тезлигини йўқотади. Улар бошқа молекулалар билан хаотик тўқнашиб уларнинг ҳаракат тезлигини камайтиради. Молекуляр ишқаланиш кучи ҳосил бўлади.

Сирт нотекисликлари билан тўқнашувда нафақат молекулалар, балки ҳавонинг турбулент ҳаракатга эга бўлган алоҳида ҳажмлари ҳам тезлигини йўқотади. Уларнинг вертикал бўйлаб хаотик ҳаракати ғадир-будирлик қатламида илгарилама ҳаракат тезлигининг йўқотилишига олиб келади.

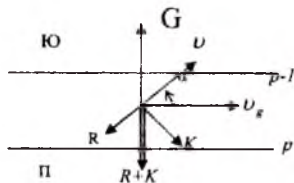
Ишқаланиш кучи ер сирти яқинида энг сезиларли таъсир кўрсатади. Баландликнинг ортиши билан унинг таъсири камайиб боради ва тахминан 1000 м сатҳда ҳаво заррасига таъсир этувчи бошқа кучларга нисбатан анча кам бўлади. Ишқаланиш кучини эътиборга олмаса ҳам бўладиган баландлик *ишқаланиш сатҳи* дейилади.

Ишқаланиш қатламининг қалинлигига атмосфера стратификацияси маълум таъсир кўрсатади. Нотурғун стратификацияда ишқаланишнинг таъсири турғун стратификациядагига нисбатан атмосферанинг каттароқ қатламига тарқалади. Ер сирти яқинида ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири нотурғун стратификацияда турғун стратификациядагига нисбатан камроқ бўлади.

Шамол тезлиги баландлик бўйлаб ортиб боради ва ер сиртидан 1-1,5 км баландликда геострофик шамол тезлигига яқинлашади. Куруқ бефарқ стратификацияланган куйи 50-100 м қатламда шамол тезлигининг профили логарифмик кўринишга эга. Турғун стратификацияда шамол тезлиги куруқ бефарқ стратификациядагига нисбатан тезроқ ортади, нотурғун стратификацияда эса, аксинча, шамол профили бир маромда ўзгаради.

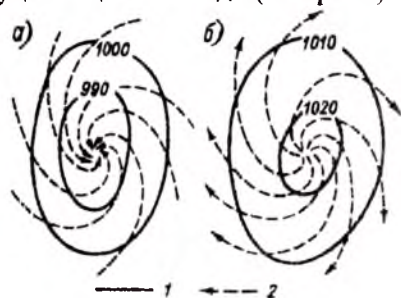
Ишқаланиш кучи шамол йўналишига қандай таъсир кўрсатишини кўриб чиқамиз. Ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизикли текис ҳаракатини фараз қиламиз. Бундай ҳаракат учта куч: босим градиенти, Кориолис ва ишқаланиш кучларининг мувозанатида юз беради (42-расм). Ишқаланиш кучи доим тезлик векторига қарама-қарши бўлгани учун босим градиенти кучи Кориолис ва ишқаланиш кучларининг вектор йиғиндиси билан мувозанатланиши керак. 42-расмдан кўриниб турибдики, шамол тезлиги изобаралар бўйлаб йўналмайди, балки

улар билан кесишиб, улардан чапга паст босим томонга бурилади. Циклонда ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб ҳаракатланишида циклоннинг пастки қатламларида шамол соат милага қарши эсади ва изобараларни кесиб ўтиб циклоннинг марказига йўналади. Оқим чизиқлари ўтказилса, улар соат милага қарши буралувчи ва циклоннинг марказида йиғилувчи спираллардан иборат бўлади. Яъни циклон маркази йиғилиш нуқтаси ҳисобланади (43а-расм).



42-расм. Ишқаланиш қатламидаги шамол (ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизиқли текис ҳаракати).

G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, R – ишқаланиш кучи, g_g – геострофик шамол тезлиги, g – шамол тезлиги.



43-расм. Циклон (а) ва антициклоннинг (б) қуйи қисмидаги изобаралар (1) ва оқим чизиқлари (2).

Антициклонда ҳаво соат миля бўйлаб айланма ҳаракатланиб, марказдан четга ёйилиши, антициклон маркази эса оқим чизиқлари учун тарқалиш нуқтаси бўлишини тушуниш қийин эмас (43б-расм).

Жанубий яримшарда ҳам циклон маркази йиғилиш нуқтаси, антициклон маркази эса тарқалиш нуқтаси бўлиб қолади.

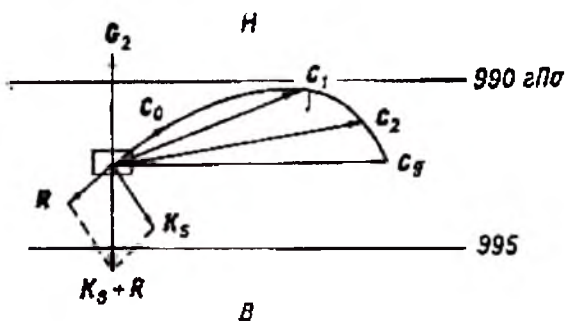
Ер сирти яқинида шамолнинг изобаралардан четланиш бурчаги қуруқликда ўртача $30-40^\circ$, денгиз устида $20-30^\circ$ ни ташкил қилади. Баландлик ортиши билан ишқаланиш кучи сусаяди. Натижада тезлик модулининг ортиши билан бирга Кориолис кучи таъсирида шамол ўнгга бурилиб, геострофик шамолга яқинлашади.

Агар турли баландликлардаги шамол тезликларини битта текисликка проекцияласак, юқорирок сатҳда тезлик модули

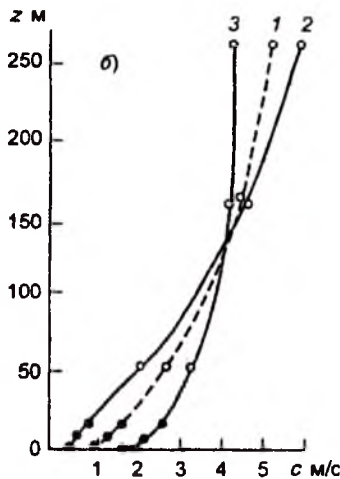
каттароқ ва йўналиш геострофик шамолга яқинроқ эканлигини кўрсатувчи тезлик годографини ҳосил қиламиз (44-расм). Ҳосил бўлган бу эгри чизиқ *Экман спирали* дейилади.

Ишқаланиш катламида шамол тезлигининг суткалик ўзгариши кузатилади. Ер сирти яқинида қуруқлик устида шамол тезлиги максимуми соат 14 атрофида, минимуми тунда ёки эрталаб кузатилади. Ўртача 150-200 м баландликдан бошлаб суткалик ўзгариш аксинча: максимум тунда, минимум кундузи кузатилади (45-расм).

Шамол тезлигининг суткалик ўзгаришига асосий сабаб турбулент алмашинув интенсивлигининг сутка давомидаги ўзгариши ҳисобланади. Турбулент алмашинув таъсирида атмосферанинг чегарвий қатлами ичида ҳавонинг турли қатламлари орасида импульснинг қайта тақсимланиши юз беради. Кундузи, термик нотурғунлик кучайганда, вертикал турбулент алмашинув ва мос равишда атмосферанинг қуйи ва юқори қатламларининг ўзаро таъсири ортади. Шу сабабли қуйи қатламда (ер сиртидан маълум z^* баландликкача) шамол тезлиги тундагига нисбатан ортади, юқори қатламда эса (z^* дан юқорида) камаяди. Шамол тезлиги суткалик ўзгаришининг *айланиш баландлиги* деб аталувчи z^* сатҳи асосан турбулентлик коэффициентининг ўртача суткалик қийматига боғлиқ. Турбулентлик коэффициентининг катта қийматларида (ёзда) айланиш баландлиги бир неча юз (200-250 м), кичик қийматларида – бир неча ўн метрни ташкил қилади.



44-расм. Атмосферанинг чегаравий қатламида шамол тезлиги ва йўналишининг баландлик бўйича тақсимоти (шимолий яримшар).



45-расм. 29 суткалик ўртачаланган маълумотлар бўйича шамол тезлигининг баландлик бўйича тақсимоги. Оклахома, АҚШ ($\varphi=37^\circ$ ш.к.). 1 – сутка, 2 – кундиз, 3 – тун.

Турбулент алмашинув интенсивлигининг суткалик ўзгариши шамол йўналишига ҳам таъсир кўрсатади. Алмашинувнинг кундузги кучайишида ер яқини қатламида шамол йўналиши ишқаланиш қатламининг юқори қисмидаги йўналишга, яъни изобаралар йўналишига яқинлашади. Демак, кундузи тезликнинг ортиши билан шамолнинг ўнгга бурилиши юз беради. Тунда аксинча, қуйи қатламда шамолнинг чапга бурилиши кузатилади. Турбулент алмашинув ҳисобига юқори қатламда шамол йўналиши қуйи қатламдаги йўналишга яқинлашади. Шунинг учун кундузи бу қатламда тезликнинг камайиши билан чапга бурилиш, тунда тезликнинг ортиши билан ўнгга бурилиш юз беради.

8.8. Маҳаллий циркуляциялар

Тўшалган сиртнинг хусусиятлари таъсирида ҳосил бўлувчи катта бўлмаган горизонтал масштабга эга бўлган ҳаво оқимлари *маҳаллий циркуляциялар* ёки *маҳаллий шамоллар* деб аталади.

Ер сиртининг атмосферага икки турдаги таъсири мавжуд: термик ва механик. Ер сиртининг ёндош қисмларидаги иссиқлик, радиацион ва бошқа хоссаларнинг фарқи ҳарорат горизонтал фарқининг ҳосил бўлишига олиб келади. Ўз навбатида бу

фаркланиш шамолнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи босимнинг горизонтал градиентини пайдо қилади. Бундай шамолларга бризлар, тоғ-водий ва музликлар шамоллари киради. Йирикроқ масштабдаги ҳаво оқимининг тезлиги қанчалик кичик бўлса, маҳаллий шамоллар шунчалик яхши ифодаланган бўлади.

Маҳаллий тўсиқлар (тоғлар, баландликлар, ўрмонлар) томонидан кўрсатиладиган механик таъсир остида ҳаво оқими ўзгаришларга учрайди. Водийлар, тоғ дараларида оқим тезлиги уларнинг кўндаланг кесимига боғлиқ равишда ўзгаради. Шамолга қараган ёнбағирларда ҳавонинг юқорига йўналган ҳаракати, шамолга тескари ёнбағирларда пастга йўналган ҳаракати кузатилади. Бундай шамолларга фёнлар, бора, пастлама оқим шамоллари ва тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари киради.

Айрим ҳудудлардаги табиатан умумий циркуляция оқимлари ҳисобланган кучли ва ўзига хос хусусиятларга эга бўлган шамоллар ҳам маҳаллий шамолларга киради. Уларнинг намоён бўлиш интенсивлиги ва қаралаётган географик ҳудудга ҳослиги умумий циркуляция механизмининг ўзи ва синоптик жараёнлар географик тақсимотининг оқибати ҳисобланади. Бундай шамолларга Ўрта Ер денгизидаги *Сирокко*, Ўрта Осиёнинг жануби-шарқдаги *Афгон шамоли*, Фарғона водийсидаги *Кўқон шамоли* ва Ер шарининг турли жойларидаги кўп сонли бошқа шамоллар киради.

Санаб ўтилган гуруҳларга кирувчи асосий маҳаллий шамолларни кўриб чиқамиз.

Термик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамоллар яхши ифодаланган суткалик даврийликка эга.

а. *Бризлар* – бу куруклик сирти ҳароратининг суткалик ўзгаришлари билан боғлиқ бўлган денгиз ва катта қўлларнинг соҳил чизигидаги шамоллардир. Кундузи куруклик сирти исийди ва унинг ҳарорати денгиз сирти ҳароратига нисбатан юқорирок бўлади. Шунинг учун куруклик устида изобарик сиртлар денгизга нисбатан баландроққа кўтарилади (46-расм). Маълум баландликда денгиз томонга йўналган босим горизонтал градиенти ҳосил бўлади ва ҳавонинг денгиз томонга ҳаракати бошланади. Баландликда ҳавонинг бундай оқиши ер сирти яқинида куруклик устида босимнинг пасайиши ва денгиз устида унинг кўтарилишига олиб келади. Натижада қуйи изобарик сиртлар юқоридагига қарама-қарши оғади – қуйи қатламда денгиздан курукликка йўналган босим градиенти

ва унга мос ҳаво оқими ҳосил бўлади. Қуйи қатламдаги ҳавонинг бу оқими кундузги *денгиз бризидир*.



46-расм. Бризлар схемаси.

Бунинг акси бўлган шароитлар тунда, куруқлик совиган ва денгизга нисбатан совуқроқ бўлганда кузатилади. Бу ҳолда қуйи қатламда ҳавонинг соҳилдан денгизга ҳаракати – тунги *соҳил бризи*, унинг устида эса қарама-қарши оқим ҳосил бўлади. Кечки пайтда денгиз бризининг соҳил бризига, эрталаб эса аксинча алмашиш юз беради.

Бризлар об-ҳаво очиқ ва ҳавонинг умумий оқими кучсиз бўлганда яққол ифодаланади. Бундай шароитлар камградиентли барик майдонларда, масалан, антициклонларнинг ички қисмида юзага келади. Ҳавонинг умумий оқими бризларнинг шаклланишини сезиларли бузиши мумкин. Бризларда шамол тезлиги 3-5 м/с ни, тропикларда каттароқ қийматларни ташкил этади.

Энг яққол ифодаланган бриз циркуляцияси субтропик антициклонларда, масалан, сутка давомида куруқлик устида кескин ҳарорат ўзгаришлари юз берадиган, умумий босим градиентлари кам бўлган чўл соҳилларида кузатилади. Тўла шаклланган бризлар йилнинг илиқ ойларида (апрелдан сентябргача) Қора, Азов, Каспий каби ўрта кенгликлар денгизларида кузатилади.

Бризлар бир неча юз метр, баъзида 1-2 км гача бўлган қатламни эгаллайди. Кундузги бриз тунги бризга нисбатан қалинроқ бўлган қатламда кузатилади. Тропикларда бризларнинг қуввати юқори кенгликдагиларга нисбатан каттароқ. Бризлар соҳил чизиғидан куруқлик ёки денгиз ичкарасига ўнлаб километрларгача тарқалади.

Денгиз бризи совуқ фронт билан умумийликка эга. Кундузги бриз куруқликдаги ҳароратни бирмунча пасайтиради ва нисбий намликни орттиради. Бундай ҳолат тропикларда айниқса кескин юз беради. Мадрасда (Ҳиндистон) денгиз бризи соҳилдаги ҳаво

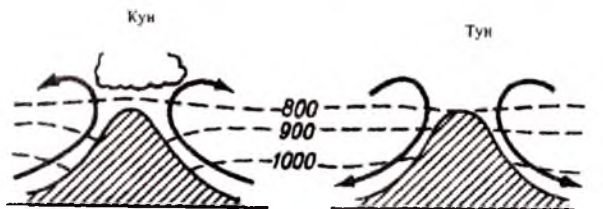
хароратини 2-3°C га пасайтиради, намликни эса 10-20% га орттиради. Ғарбий Африкада денгиз бризи қизиган қитъа ҳавосининг ўрнига келиб, ҳароратни 10°C ва ундан кўпроққа пасайтириши ва нисбий намликни 40% ва ундан кўпроққа орттириши мумкин.

Сан-Франциско кўрфазида катта доимийлик билан эсувчи денгиз бризи жуда кучли иқлимий таъсирга эга. Денгиз бризи курукликка совуқ Калифорния денгиз оқими худудидан келганлиги учун Сан-Францискодаги ёз ойларининг ўртача ҳарорати кенглик бўйича 4° жанубда жойлашган Лос-Анжелесдаги ҳароратга нисбатан 5-7° га пастроқ, қишки ҳароратлар эса 2-3°C га пастроқ бўлади.

Бризлар барча қўллар (Ладога, Иссиқ-Кўл, Байкал, Балхаш, Севан ва бошқалар) ва сув омборлари (Чорвоқ, Чордара, Туямўйин ва бошқалар) соҳилларида кузатилади.

б. *Тоғ-водий шамоллари* – бу тоғ ёнбағирлари ва шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавоси ўртасидаги ҳарорат горизонтал фарқининг таъсирида ҳосил бўлувчи шамоллардир.

Кундузи қуёшга қараган тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан юқорироқ ҳароратга эга бўлади, яъни тоғ ёнбағридан водийга йўналган ҳароратнинг горизонтал градиенти ҳосил бўлади. Бу градиентнинг таъсирида ҳавонинг ёпиқ ҳаракати юзага келади. Қуйи қатламда шамол тоғ ёнбағри бўйлаб водийдан тоққа, юқори қатламда тоғ ёнбағридан водийга йўналади. (47-расм). Тунда тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан тезроқ совийди. Натижада ҳавонинг кундузги йўналишига қарама-қарши ҳаракат пайдо бўлади.



47-расм. Тоғ-водий шамоллари схемаси.

Ёнбағирлар шамолларига бутун водий ва унга туташ текислик ўртасидаги йирикроқ масштабдаги ҳаво ҳаракати қўшилади. Исиган тоғ ёнбағирлари таъсирида, кундузи водийдаги ҳаво ҳарорати шу баландликда текислик устидаги ҳаво ҳароратидан юқорироқ

бўлади. Шунинг учун денгиз бризи ҳолида соҳил устида бўлгани каби водийда тоғнинг чўққисигача бўлган баландликкача босим текисликдагига нисбатан паст, ундан юқори баландликларда эса юқори бўлади. Бу ҳолат 47-расмдаги изобарик сиртларнинг оғишидан кўриниб турибди. Натижада кундузи чўққидан пастдаги сатҳда текисликдан водийга йўналган ҳаво оқими – *водий шамоли* шаклланади, юқорида эса аксинча жараён содир бўлади. Тунда водийдаги ҳаво текисликдагига нисбатан совуқроқ ва водий ичида юқорироқ босим ҳосил бўлади. Ҳавонинг водий бўйлаб пастга, текисликка кўчиши – *тоғ шамолини* юзага келтирувчи босим градиентлари ҳосил бўлади. Унинг устида тоққа йўналган қарама-қарши кўчиш шаклланади.

Тоғ-водий шамоллари Алп, Кавказ, Помир, Тянь-Шан ва бошқа тоғли ўлкаларнинг кўплаб водий ва чуқурликларида асосан йилнинг илиқ ярмида яхши ифодаланган. Уларнинг вертикал қалинлиги сезиларли бўлиб, километрларда ўлчанади, шамоллар водийнинг тоғ чўққиларигача бутун кўндаланг кесимини эгаллайди. Одатда бу шамоллар кучли эмас, бироқ, айрим ҳолларда уларнинг тезлиги 10 м/с ва ундан катта бўлиши мумкин.

в. *Музликлар шамоли* – бу тоғларда музликлардан пастга томон эсадиган шамоллардир. Тоғ ёнбағирлари музлик билан қопланган бу ҳолда ҳароратнинг горизонтал градиенти туну-кун водийдан музликка томон йўналган. Шунинг учун музлик шамоли қуйи қатламда доим музликдан водийга, юқори қатламда эса водийдан музликка эсади. Шу билан бирга ҳавонинг музлик устида пастга, водий устида эса юқорига йўналган ҳаракати кузатилади. Шамол тезлиги тунда ортади, кундузи камаяди. У 3-7 м/с га етиши мумкин. Музлик шамолининг вертикал қалинлиги бир неча ўн метр, айрим ҳолларда эса бир неча юз метрни ташкил этади.

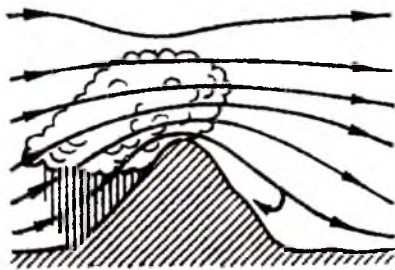
Механик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамолларнинг ҳосил бўлиш механизмини кўриб чиқамиз.

а. *Фён* – илиқ, қуруқ, бирдан кучаювчи шамол бўлиб, тоғдан водийларга эсади. Фён тоғ ҳудудларида етарлича кўп тарқалган ҳодиса ҳисобланади. Фён ҳосил бўлишининг асосий сабабларини кўриб чиқамиз.

Ҳаво оқимининг тоғни ошиб ўтиш жараёни фён шаклланишининг классик варианты ҳисобланади (48-расм). Тоғнинг шамолга қараган ёнбағри бўйлаб мажбурий кўтарилишда ҳаво аввал қуруқ адиабатик, сўнгра (конденсация сатҳидан юқорида) псевдоадиоба-

тик совийди. Тоғнинг бу ёнбағрида шаклланган булутдан ёғинлар ёғиши мумкин. Сўнгра тоғнинг шамолга тескари ёнбағри бўйлаб ҳавонинг тушиши қуруқ адиабатик қонуният билан содир бўлади. Негаки, пастга ҳаракатланаётган ҳавонинг исиши оқибатида у тўйиниш ҳолатидан узоклашади. Натижада тоғнинг шамолга тескари ёнбағрининг этагига шамолга қараган ёнбағирдагига нисбатан илиқроқ ва қуруқроқ ҳаво келади. Тоғнинг шамолга тескари ёнбағридаги мана шу илиқ ва қуруқ ҳаво оқими фён деб аталади. Қуйидагича ҳисоб-китобни амалга оширамыз. Фараз қилайлик тизма чўққиси водий туби сатҳидан 3000 м баландликда, фён бошла-нишига қадар ҳавонинг ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$, ҳароратнинг ўртача верти-кал градиенти $0,6^{\circ}\text{C}/100$ м бўлсин. Чўққи сатҳида ҳарорат $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^{\circ}\text{C}$ бўлади. Шамолга тескари ёнбағир бўйлаб дастлабки сатҳгача қуруқ адиабатик тушган ҳавонинг ҳарорати 30°C га кўтарилади ва $+22^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этади. Шундай қилиб, тоғни ошиб ўтганда ҳавонинг ҳарорати 12°C га ортади. Шу билан бирга ҳаводаги намлик миқдори ўзгармас қолгани ҳолда чўққи сатҳида 100% га тенг бўлган нисбий намлик 17% гача пасаяди.

Бундай турдаги фёнлар одатда тоғ тизмасининг бир томонида паст босим соҳаси мавжуд бўлганда ҳосил бўлади. Тизманинг ша-молга тескари томонида яққол қуйи чегарага эга бўлган булут ую-мининг шаклланиши уларнинг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Фён булути тоғ тизмаси устида ҳаракатсиз осилиб тургандек тую-лади. Аслида эса бу булутнинг тўхтовсиз янгиланиб туриши юз бе-ради. Фён ҳавосининг шамолга тескари ёнбағир бўйлаб тушишида булутлардаги томчилар буғланади, шамолга қараган ёнбағирда эса, аксинча, улар ҳамма вақт янгидан ҳосил бўлади.



48-расм. Фён схемаси.

Шуни ҳисобга олиш керакки, ҳавонинг тоғ ёнбағри бўйлаб кўтарилишида кинетик энергиянинг камайиши ҳисобига унинг потенциал энергияси ортади. Юқорига кўтарилиш билан бирга ҳавонинг ҳаракат тезлиги секинлашади ва маълум баландликда нолга айланади. Натижада тизманинг шамолга қараган ёнбағрида ҳавонинг йиғилиши ва босимнинг ортиши юз беради. Бу ҳолда ҳаво оқимининг тоғни ошиб ўтиши билан бирга унинг бир қисми тоғ ёнбағри бўйлаб ҳаво массасининг умумий ҳаракатига қарши орқага оқиб туша бошлайди. Бунда ҳам ҳаво исийди ва қуруқлашади, шамол тезлиги эса катта қийматларга эришиши мумкин (Алмати ҳудудидаги кучли жануби-шарқий шамол шундай табиатга эга).

Фёнларнинг яна бошқа бир тури антициклонал фёнлардир. Улар Кавказ, Алплар, Тянь-Шанда кузатилади. Масалан, Кавказ устида кенг ва баланд антициклон турганда, пастга тушаётган ҳаво Кавказорти ва Шимолий Кавказнинг барча водийлари бўйлаб ҳамма томонга фён кўринишида тарқалади. Бундай фёнда шамол тезлиги катта бўлмайди, ҳароратнинг кўтарилиши эса бир вақтда тизманинг ҳар иккала томонида ҳам юз бериши мумкин.

Фёнлар қадим вақтлардан буён Алпларда маълум бўлган. Улар Ғарбий Кавказнинг ҳам шимолий, ҳам жанубий тоғ ёнбағирларида тез-тез учраб туради. Фёнлар Қримнинг жанубий қирғоғидаги Яйла тик девори остида, Ўрта Осиё ва Олтой, Якутия ва ғарбий Гренландия тоғлари, Қояли тоғларнинг шарқий ёнбағирларида ва бошқа тоғ тизмаларида кузатилади.

Фёнларнинг давомийлиги баъзи узилишлар билан бир неча соатдан бир неча суткагача бўлиши мумкин.

Фёнларнинг такрорланувчанлиги тўғрисида ўртача иқлимий маълумотлар асосида хулоса қилиш мумкин. Масалан, Кутаисида йилига ўртача 114, Тбилисида 45, Владикавказда 35, Телецк кўлида 150, Инсбрукда (Австрия) 75, Тошкентда 49 кун давомида фёнлар кузатилади.

Ҳароратнинг энг кучли кўтарилиши тоғ тизмасидан илиқ фронт ортидан тропик ҳаво ошиб ўтгандаги фёнда кузатилади. Ҳавонинг юқори ҳарорати пастга йўналган ҳаракатда қўшимча равишда адиабатик кўтарилади. Масалан, 1935 йилда май ойининг дастлабки саналарида Кавказнинг шимолий тоғолдида кузатилган фён Арман

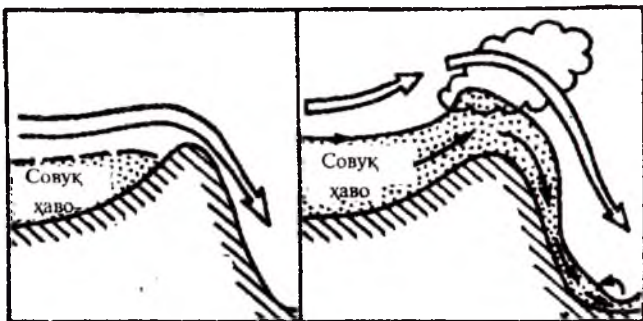
тоғларидан ҳаво олиб келган. Бунда ҳарорат Налчикда 32°C, Моздокда 40°C гача кўтарилган, нисбий намлик эса 13% гача пасайган. Агар водийдаги ҳаво нурланиш оқибатида кучли совиган бўлса, ҳароратнинг кўтарилиш эффекти ўта кучли бўлади. Масалан, Монтанада (Қояли тоғлар) декабрда 7 соат давомида ҳароратнинг -40°C дан 4°C гача кўтарилиши кузатишган.

Давомий ва интенсив фён тоғларда қорнинг тез эришига, тоғ дарёлари сатҳининг кўтарилиши ва уларнинг тошқинига олиб келиши мумкин. Ёзда фён ўзининг юқори ҳарорати ва қуруқлиги оқибатида ўсимликларга қуритувчи таъсир кўрсатиши мумкин. Кавказортида (Кутаиси ҳудудида) ёзги фёнлар вақтида дарахтлар баргларининг қуриши ва тўкилиши кузатилиб туради.

Фён арктик ҳавода ҳам, масалан у Алплар ёки Кавказ орқали оқиб ўтиб, жанубий ёнбағирлар бўйлаб тушаётганида, кузатилиши мумкин. Ҳатто Гренландияда ҳам ҳаво 3 километрли баландликдаги муз платосидан фьордларга тушишда ҳароратнинг жуда катта кўтарилишини ҳосил қилади. Исландияда фён вақтида бир неча соат давомида ҳаво ҳароратининг деярли 30°C га ортгани кузатишган.

Тоғни ошиб ўтишда ҳаво оқимида баъзида ясмиксимон булутларнинг шаклланишига олиб келувчи амплитудаси бир неча километр бўлган фён тўлкини деб аталувчи турғун тўлқинлар ҳосил бўлиши мумкин. Бу тўлқинлар юқорига тоғ чўққиси баландлигидан бир неча марта катта баландликларгача тарқалади.

б. *Бора* – паст тоғ тизмаларидан етарлича илиқ денгиз томонга эсувчи совуқ ва бирдан кучаювчи кучли шамол. Бу шамолнинг шаклланишида оғирлик кучи катта рол ўйнайди. Бора асосан қишда, совуқ қитъа устида антициклон, илиқ сув ҳавзаси устида паст босим соҳаси турганида шаклланади. У устида зич совуқ ҳаво тўпланувчи қитъа тоғини баланд бўлмаган тизма (300-600 м) денгиздан ажратиб турадиган жойда кузатилади. Тоғнинг шамолга қараган томонида юқорига йўналган ҳаракат ривожланади, шамолга тескари томонида эса ҳавонинг ўпирилиши бошланади (49-расм).



49-расм. Борада совуқ ҳавонинг тоғ тизмасининг шамолга қараган ёнбағрида йиғилиши (чапда) ва унинг шамолга тескари ёнбағирда ўпирилиши (ўғда) схемаси.

Бора китъа ичкарасида совуқ ҳавонинг баланд бўлмаган ва узун тизманинг шамолга қараган томонида йиғилиши ҳамда тоғнинг иликроқ ва пастроқ бўлган шамолга тескари томонида ўпирилиши учун шароитлар бажариладиган бир қатор жойларда кузатилиши мумкин. Фарбий Уралда ҳосил бўладиган *Кизел* бораси шундай турга мансуб.

Боранинг биринчи турига Қора денгизнинг Новороссийск бухтасида ҳосил бўладиган *Новороссийск* бораси, Югославиянинг Триеста худудида Адриатика денгизи соҳилидаги *Адриатика* бораси, *Янги Ер* бораси киради. Байкал кўлидаги *Сарма*, Япониянинг океан соҳилларидаги *Ороси*, Бокудаги *Норд*, Франциянинг Монпельедан Тулонгача бўлган Ўртаер денгизи соҳилидаги *Мистрал*, Мексика кўрфазидидаги (Мексика, Техас) *Нортсер* шамоллари бора табиатига эга.

Борада шамол тезлиги 30-40 м/с, айрим ҳолларда 60 м/с га етади. Одатда ҳаво ҳароратининг сезиларли пасайиши кузатилади. Фёнда бўлгани каби бора ҳавоси ҳам пастга ўпирилишда адиабатик исийди. Бироқ, тизмаларнинг баландлиги катта бўлмагани учун ҳарорат кўтарилиши тушаётган совуқ ҳаво ҳароратига нисбатан сезиларсиз бўлади.

Боранинг давомийлиги одатда 1-3 сутка, айрим ҳолларда бир ҳафтани ташкил қилади. Йил давомида, асосан ноябрдан мартгача, Новороссийскда ўртача 46 кун бора кузатилади.

в. Ҳаво оқими тор даралардан текисликка чиқадиган жойларда

ўзига хос шамоллар ҳосил бўлади. Булар *тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари*дир. Улар текислик томонга йўналган катта босим градиентлари кузатилганда ҳосил бўлади. Бундай шамолларга Эби-Нур кўлидан Жунгар дарвозаси (Шарқий Қозоғистон) орқали довул кучи билан эсувчи шарқий шамол – Эби киради. Боом дараси орқали Иссиқ-кўл кўлига эсувчи Улан шамоли, Фарғона водийсининг чиқишида ҳосил бўлувчи *Урсатев* шамоли ва Ер шарининг бир қатор бошқа жойларидаги шамоллар юқорида кўрсатилган шамоллар қаторига киради.

Бу шамолларнинг тезлиги 30-40 м/с, айрим ҳолларда эса 50-60м/с га етади ва қаторасига бир неча сутка давом этиши мумкин.

Учинчи гуруҳга кирувчи маҳаллий шамолларга бир неча мисол келтирамиз.

Афғон шамоли – шарқий Қорақум, Ўзбекистон ва Тожикистоннинг жанубида кузатиладиган ғарбий ёки жануби-ғарбий жуда кучли чангли шамол. У Термизда йил давомида 70 кун кузатилади. Афғон шамоли Турон пасттекислигига шимоли-ғарбдан совуқ ҳавонинг кириб келиши билан боғлиқ равишда ҳосил бўлади. Шамолнинг сусайишида босимнинг кескин ортиши ва ҳавонинг бироз совиши юз беради.

Қўқон шамоли – Фарғона водийсининг ғарбий қисмидаги кучли (20-30 м/с гача) ғарбий ёки жанубий-ғарбий шамол. У Қўқонда йил давомида 85 кун кузатилади. Қўқон шамоли циклон ортидан совуқ арктик ҳавонинг жанубий кенгликларга кириб келишида ҳосил бўлади.

Самум – Кичик Осиё, Арабистон, Саҳрои Кабир чўлларида, Ўртаер денгизининг жанубий соҳиллари, Африканинг шимоли-ғарбий соҳиллари ва Марокашда тўсатдан бошланувчи иссиқ, қуруқ чанг бўронидир. Самум Ўртаер денгизи бўйлаб шарққа ҳаракатланувчи циклоннинг илиқ секторида ҳосил бўлади ва фаол атмосфера фронтига боғлиқ. Самумнинг ҳосил бўлиши шунингдек термик депрессияда кучли конвекциянинг ривожланиши билан ҳам боғлиқ бўлади.

8.9. Қасирға ва чангли бўронлар

Қасирға ва кичик масшабали уюрмалар - куюн, тромб, торнадоларни маҳаллий циркуляциянинг кўринишлари деб ҳисоблаш мумкин.

а. *Қасирға* – қисқа вақт давомида тезлиги ва йўналиши бирдан кескин ўзгарувчи шамол. Қасирғада шамол тезлиги кўпинча 20-30м/с дан ортади. Одатда қасирға бир неча минут давом этади. Баъзида шамол тезлиги ва йўналишининг кескин ўзгариши такрорланади. Қасирғада атмосфера босими (барограммада ўзига хос кўнгура – момақалдирок бурни ҳосил бўлади) ва нисбий намликнинг сакраши ҳамда ҳароратнинг тез пасайиши юз беради. Қасирға вақтида кўпинча жала ва момақалдирок кузатилади.

Масса ичи ва фронтал қасирғалар фаркланади. Масса ичи қасирғалари куруклик устидаги иссиқ ёз ҳавосида ёки илик тўшалган сирт устидаги нотурғун стратификацияланган совуқ ҳаво массаларида ҳосил бўлувчи кучли конвектив булутлар – ёмғирли тўп-тўп булутлар билан боғлиқ. Фронтал қасирғалар асосан совуқ атмосфера фронтларидаги фронталди ёмғирли тўп-тўп булутлари билан боғлиқ. Иккала ҳолда ҳам булут ва унинг остида ҳавонинг горизонтал айланиш ўқи атрофидаги уярмавий ҳаракати кузатилади.

МДҲда кузатиладиган қасирғаларнинг атиги 10%и масса ичи қасирғаси ҳисобланади, қолганлари асосан фронт билан боғлиқ бўлади. Қасирғаларни 10-30 с давом этувчи бирдан кучаядиган шамоллардан фарқлаш керак. Атмосферадаги асосий ҳаво оқимларига орографиянинг таъсири натижасида ҳосил бўладиган орографик қасирғалар фаркланади. Булар бора ва фёндир.

Кузатилаётган об-ҳавога боғлиқ равишда *оқ қасирға* (тўшалган сирт хусусиятларига боғлиқ ҳолда ҳаво оқимларининг ўзаро таъсирида уларнинг деформациясига олиб келувчи динамик сабаблар асосида ҳосил бўлади), *қора қасирға* (ёпик об-ҳаво кузатилади), *куруқ қасирға* (ҳавонинг куруклиги сабабли ёғинлар ер сиртига етиб келмайди), *момақалдирок қасирғаси* (момақалдирок олдидан ва унинг ўтиш вақтида бирдан кучаядиган шамолнинг кучли зарбаси кузатилади), *чангли қасирға* ва бошқалар фаркланади. Ёзда кучли конвекция билан боғлиқ бўлган қасирғалар ҳатто нисбатан курук ҳавода ҳам момақалдирок бериши мумкин. Бу ҳолларда ёғинлар ер сиртига етиб келмайди.

Жанубий кенгликлар ва тепаликларда шимол ва текисликларга нисбатан қасирғалар кўпроқ учрайди. Масалан, Жанубий Урал, Волгабўйи, Ўртарус, Волино-Подольск тепаликларида, Қрим яйлалари ва мураккаб орографияли бошқа жойларда қасирғаларнинг катта такрорланувчанлиги кузатилади. Энг кўп қасирғалар тоғ

худудларида – Кавказ, Тянь-Шан, Яблон тоғ тизмаларида ҳосил бўлади. Бу жойларда йил давомида 80 тагача қасирға бўлади.

б. *Кичик масштабли уюрмалар - қуюн, тромб, торнадо* – кучли вайрон қилувчи уурма бўлиб, бир неча метрдан бир неча юз метргача (кам ҳолларда 1-3 км) диаметрли деярли вертикал (эгилган) ўққа эга бўлган қора устун кўринишидаги кучли ёмғирли тўп-тўп (она) булутдан ергача тушади. Баъзида деярли горизонтал ўқли ёйсимон қасирға ҳосил бўлади.

Қуюн кутбий кенгликлардан бошқа ҳамма кенгликларда учрайди. Қуюнлар катта такрорланишга эга бўлган ҳудудлар маълум. Масалан, АҚШнинг марказий штатлари ва Қозоғистондаги Маркансу водийси (Қуюнлар водийси).

Қуюннинг қаерда ҳосил бўлиши ва нимани сўриб олишига (чанг, қум ёки сув) боғлиқ ҳолда чангли, қумли ва сувли қуюнлар фарқланади.

Чангли ва қумли қуюнлар асосан чўл ва даштларда кузатилади ва кўпинча ёмғирли қатламли булутлар билан боғлиқ бўлмаслиги билан ўрта кенгликлар қуюнларидан фарқ қилади.

Қуюнларнинг шакли турли-туман: хартумсимон, устунсимон, илонсимон, буқасимон, арқонсимон, конуссимон, ёйилган, ер бағирлаб ёйилган ва зич шакллари мавжуд. Бу шакллар қуюннинг ривожланишига ва уларни ҳосил қилган булут ва ҳаво оқимининг тузилишига боғлиқ равишда ўзгаради.

Қуюнлар асосан қуйи тропосферадаги ҳукмрон шамол йўналишида одатда 10-20 м/с тезлик билан мураккаб эгри чизик бўйлаб ҳаракатланади. Уларнинг ҳаракати тўлқинсимон бўлиб, гоҳ кўтарилади, гоҳ тушади. Яққа қуюн йўлининг узунлиги ўртача 5-10 км ни, у вайрон қилган ҳудуднинг эни бир неча ўн метр, узунлиги эса бир неча юз метрни ташкил қилади. Қуюн таъсирига тушган жами ҳудуднинг узунлиги юзлаб километрга етиши мумкин.

Қуюннинг ўқи бўйлаб атмосфера босимининг тез, кескин ва кучли пасайиши (100-200 гПа дан кўп) кузатилади. Натижада қуюн дарё ёки қўл сувини ўзига сўриб олувчи кучли насосга айланади. Қуюнларда унинг воронкаси деворида шамолнинг катта тезлигига сабаб бўлувчи 10 гПа/100 км гача бўлган босим градиентлари ҳосил бўлади. Бу вақтда қуюн атрофида штил кузатилиши мумкин. Қуюндаги айланма ҳаракат соат мили бўйлаб ҳам, унга қарама-қарши йўналишда ҳам юз бериши мумкин.

Куюн ҳосил бўлиши иссиқ вақтда тропик ҳаводаги атмосферинг кучли нотурғун стратификацияси билан боғлиқ. Бундай ҳолат, масалан, АҚШнинг дашт ҳудудларига Мексика кўрфазидан нам ҳаво чиққанида, шунингдек кучли исиган Украина даштларига жанубий оқимлар билан Ўртаер ва Қора денгизларидан нам ҳаво келганида кузатилади. Куюнлар одатда тўлқинсимон совуқ фронтларда ёки унинг олдида, кучли ёмғирли қатламли булутлар системасининг жануби-шарқий чеккасида ривожланади. Сувли куюнлар ёмғирли қатламли булутлар билан боғлиқ.

Куюн ривожланишининг куйидаги босқичлари мавжуд: термик, уюрманинг шаклланиши, ривожланган куюннинг ҳосил бўлиши, сўниш.

в. *Чангли бўрон* – бу ўрта ва кучли шамоллар билан ҳавога кўтарилган кўп миқдордаги чанг ва қумларнинг силжишидир. Бу ҳодиса юз берганида кўринувчанликнинг кучли ёмонлашиши кузатилади.

Чангли бўронлар, одатда, қурғоқчил об-ҳавода шамол кучайишида юзага келади. Чангли бўронларнинг пайдо бўлишига тупроқ тузилиши ва намланганлик даражаси, ўсимликлар қопламининг мавжудлиги ва орография катта таъсир кўрсатади. Бу омилларга боғлиқ равишда чангли бўрон қамраб олган ҳудуднинг горизонтал ўлчами бир неча юз метрдан юзлаб километр гача ўзгариши мумкин.

Чангли бўронлар, одатда, йилнинг илиқ даврида юзага келади. Агар қор қоплами юққа ёки умуман бўлмаса, улар қишда ҳам кузатилиши мумкин. Бундай “қора бўронлар” паст ҳароратли ва куздан бошлаб тупроқларнинг намланганлиги етарли бўлмаган йилларда Шимолий Кавказ ва Украина жанубида кузатилади.

Чангли бўронларнинг давомийлиги 15 минутдан бир неча суткагача бўлиши мумкин.

Чангли бўронларда атмосферага кўтарилган чанг ва қумларнинг миқдори бир неча млн. тоннагача етиши мумкин. Масалан, 1928 йил 27-28 апрелда Украина жанубида кузатилган «қора бўронда» тахминан 1 млн. км² майдондан 15 млн. тоннага яқин қора тупроқли чанг ҳавога кўтарилган. Қум ва чанг 9-10 км ва ундан ҳам баландроқ кўтарилиши мумкин. 1968 йил 16 январда Эрондан Ашхободга 34 м/с тезликли шамол билан келган чанг булутининг баландлиги 9 км га етган. Бу чангли бўрон давомида ҳар бир гектар ерга 20-30 тонна чанг ва қум тушган. Эркин атмосферада чанг

заррачаларининг тўплами ердан кўринадиган ғубор қатламини ҳосил қилади. Бу қатламлар самолётдан ҳам яхши кўринади.

Чангли бўронлар Африка, Америка ва Осиёдаги чўл ва чала чўлларнинг улкан майдонларини эгаллайди. Ўрта Осиёда чангли бўронлар Қорақум ва Қизилқум, Копетдоғ тоғи этакларида, Каспий денгизининг шимолий ва шарқий қирғоқларида, Орол денгизи қирғоқларида кузатилади.

Чангли бўронлар атмосферани кучли ифлослантиради, иқтисодиётнинг турли тармоқларига, биринчи навбатда қишлоқ хўжалигига катта моддий зарар келтиради.

Асосий хулосалар

1. Атмосферада ҳаво заррасининг ҳаракатланиши вектор ва координата кўринишидаги атмосфера ҳаракат тенгламалари билан тавсифланади. Бу тенгламалар ва узлуксизлик тенгламаси атмосфера физикасининг асосий тенгламаларидан ҳисобланади.

2. Атмосферада ҳаво заррасининг ҳаракатланишига горизонтал барик градиент кучи сабаб бўлади. Ҳаракат бошланиши билан заррага Кориолис кучи таъсир эта бошлайди. Атмосферанинг чегаравий қатлами ичида қовушқоқ ишқаланиш кучларини ҳам ҳисобга олиш керак. Эркин атмосферада бу кучлар эътиборга олмаса бўладиган даражада кичик ва ҳаракатни квазигеострофик деб қабул қилиш мумкин. Горизонтал ҳаракат (шамол)нинг йўналиши шамолнинг барик конуни асосида белгиланади.

3. Атмосферанинг чегаравий қатламида шамолнинг вертикал профили ер сиргининг ғадир-будирлиги таъсирида, шунингдек илиқ ёки совуқ ҳаво массасининг адвекцияси натижасида шаклланади.

4. Маҳаллий циркуляциялар атмосфера циркуляциясининг локал масштабдаги объектларидан бири бўлиб, термик ва механик табиатга эга. Бризлар, тоғ-водий ва музлик шамоллари биринчи гуруҳга, фён, бора, сўриб чиқариш шамоллари иккинчи гуруҳга мансуб. Қасирға, чангли бўрон ва мезомасштабли уюрмалар — куюн, тромб, торнадолар ҳам маҳаллий циркуляциянинг кўринишларидан бири ҳисобланади.

Назорат саволлари

1. Атмосферада ҳаво заррачасига қандай кучлар таъсир этади?
2. Кориолис кучи ҳаво заррачасига қандай таъсир кўрсатади?
3. Қовушқоқ ишқаланиш кучи нима?
4. Атмосфера ҳаракат тенгламасини келтириб чиқаринг.
5. Узлуксизлик тенгламасини келтириб чиқаринг. У қандай маънога эга?
6. Оқим чизиклари ва траекториялари нима?
7. Геострофик шамол қандай шароитларда юзага келади? Шамолнинг барик қонунини айтиб беринг.
8. Геострофик шамол баландлик бўйича нима учун ва қандай ўзгаради?
9. Геострофик шамол иссиқлик ва совуқлик адвекциясида нима учун ва қандай ўзгаради?
10. Қандай шароитларда циклон ва антициклонларда градиент шамол юзага келади?
11. Атмосферанинг чегаравий қатламида ишқаланиш шамол тезлиги ва йўналишига нима учун ва қандай таъсир этади?
12. Қайси шамоллар маҳаллий циркуляцига мансуб?
13. Термик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамолларни характерлаб беринг (бризлар, тоғ-водий циркуляцияси, музлик шамоллари).
14. Механик табиатга эга бўлган маҳаллий шамолларни характерлаб беринг (фён, бора ва бошк.).
15. Қасирға, торнадо, чангли бўронларни характерлаб беринг.

Фойдаланилган адабиётлар

1. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата. –С-Пб. РГГМУ, 2005. – 328 с.
2. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
4. Андреев А.О., Дукальская М.В., Головина Е.Г. Облака. Происхождение, классификация, распознавание. –С-Пб., 2007. – 228 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
6. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
7. Русин И.Н., Арапов П.П. Основы метеорологии и климатологии. Курс лекций для студентов-географов. –С-Пб. РГГМУ, 2008. – 200 с.
8. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
9. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. Т.І – 247 с., Т.ІІ -Л.: Гидрометеиздат, 1978.– 319 с.
10. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.

МУНДАРИЖА

СЎЗ БОШИ	3
I БОБ. КИРИШ⁶	6
1.1. АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИНИНГ ПРЕДМЕТИ ВА ВАЗИФАЛАРИ.....	7
1.2. АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИНИНГ ТАДҚИҚОТ УСУЛЛАРИ	10
1.3. АТМОСФЕРА ЖАРАЁНЛАРИНИНГ ХУСУСИЯТЛАРИ	12
1.4. АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИНИНГ БОШҚА ФАНЛАР БИЛАН АЛОҚАСИ	14
1.5. АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИ СОҲАСИДА ХАЛҚАРО ҲАМКОРЛИК	15
1.6. АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИНИНГ АМАЛИЙ АҲАМИЯТИ	17
II БОБ. АТМОСФЕРА ТЎҒРИСИДА УМУМИЙ МАЪЛУМОТЛАР ...	21
2.1. Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби. Унинг баландлик бўйича ўзгариши	23
2.2. АТМОСФЕРАДА УГЛЕРОД ДИОКСИДИ ГАЗИ ВА ОЗОН	26
2.3. АТМОСФЕРАДА ГАЗ АРАЛАШМАЛАРИ	28
2.4. АТМОСФЕРА АЭРОЗОЛИ	28
2.5. АТМОСФЕРАДА СУВ БУҒИ	33
2.6. ҲАВО НАМЛИГИ ХАРАКТЕРИСТИКАЛАРИ, УЛАР ЎРТАСИДАГИ МУНОСАБАТЛАР	35
2.7. Нам ҳавонинг ҳолат тенгلامаси. Виртуал ҳарорат	37
2.8. АТМОСФЕРАНИНГ ВЕРТИКАЛ ТУЗИЛИШИ.....	39
2.9. АТМОСФЕРАНИНГ ГОРИЗОНТАЛ БИРЖИНСЛИ ЭМАСЛИГИ. ҲАВО МАССАЛАРИ ВА АТМОСФЕРА ФРОНТЛАРИ ҲАҚИДА ТУШИНЧА.....	43
III БОБ. АТМОСФЕРАДА БОСИМ ТАҚСИМОТИ	48
3.1. АТМОСФЕРА СТАТИКАСИНИНГ АСОСИЙ ТЕНГЛАМАСИ	49
3.2. БАРОМЕТРИК ФОРМУЛАЛАР	52
3.3. БАРИК ПОГОНА	59
3.4. БАРОМЕТРИК ФОРМУЛАЛАРНИНГ ҚўЛЛанилиши	60
3.5. СТАНДАРТ АТМОСФЕРА	62
3.6. ГЕОПОТЕНЦИАЛ ТУШИНЧАСИ. ИЗОБАРИК СИРТЛАРНИНГ МУТЛАҚ ВА НИСБИЙ БАЛАНДЛИГИ	63
3.7. БАРИК ТИЗИМЛАР	65

3.8. Босимнинг суткалик ўзгариши	69
IV БОБ. АТМОСФЕРА ТЕРМОДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ.....	72
4.1. АСОСИЙ ТЕНГЛАМАЛАР	72
4.2. АДИАБАТИК ЖАРАЁН	75
4.3. ПОТЕНЦИАЛ ҲАРОРАТ	77
4.4. ПОТЕНЦИАЛ ҲАРОРАТ ВА ЭНТРОПИЯ	79
4.5. НАМ АДИАБАТИК ЖАРАЁНЛАР	80
4.6. КОНВЕКЦИЯ. ҲАВО ЗАРРАСИНING ҚУРУҚ АДИАБАТИК ВА НАМ АДИАБАТИК ҲАРАКАТИГА НИСБАТАН АТМОСФЕРАНИНГ СТРАТИФИКАЦИЯСИ	83
4.7. СТРАТИФИКАЦИЯНИНГ СУТКАЛИК ЎЗГАРИШИ. ҲАВО МАССАЛАРИНИНГ СТРАТИФИКАЦИЯСИ	87
4.8. ПОТЕНЦИАЛ ТУРҒУНЛИК ВА НОТУРҒУНЛИК	88
4.9. НОТУРҒУНЛИК ЭНЕРГИЯСИ. ТЕРМОДИНАМИК ГРАФИКЛАР	90
V БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ РАДИАЦИЯ РЕЖИМИ.....	94
5.1. ҚУЁШ РАДИАЦИЯСИ. СПЕКТРАЛ ТАРКИБИ. ҚУЁШ ДОИМИЙСИ	95
5.2. ИССИҚЛИК НУРЛАНИШИНИНГ АСОСИЙ ҚОНУНЛАРИ.....	98
5.3. АТМОСФЕРАДА ҚУЁШ РАДИАЦИЯСИНING ЮТИЛИШИ ВА СОЧИЛИШИ	101
5.4. КУЧСИЗЛАНИШ ҚОНУНИ. АТМОСФЕРАНИНГ ШАФФОФЛИК ХАРАКТЕРИСТИКАЛАРИ	105
5.5. АТМОСФЕРА ШАФФОФЛИГИНИНГ ИНТЕГРАЛ ХАРАКТЕРИСТИКАЛАРИ	108
5.6. ҚУЁШ РАДИАЦИЯСИНING ТУРЛАРИ	111
5.7. ҚУЁШ РАДИАЦИЯСИНING ҚАЙТАРИЛИШИ. АЛБЕДО	115
5.8. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ УЗУН ТЎЛҚИНЛИ НУРЛАНИШИ. ЭФФЕКТИВ НУРЛАНИШ	117
5.9. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ РАДИАЦИЯ БАЛАНСИ	121
VI БОБ. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ ИССИҚЛИК ҲОЛАТИ	128
6.1. ЕР СИРТИНИНГ ИССИҚЛИК БАЛАНСИ ТЕНГЛАМАСИ	129
6.2. ЕР СИРТИ ҲАРОРАТИНИНГ ЎЗГАРИШЛАРИ.....	133
6.3. ИССИҚЛИКНИНГ ТУПРОК ВА СУВДА ТАРҚАЛИШИ	136

6.4. Конвектив ва турбулент иссиқлик оқимлари. Иссиқлик узатилиши	140
6.5. Турбулент атмосфера учун иссиқлик узатилиши тенгламаси.....	148
6.6. Ер сирти яқинида ҳаво ҳароратининг ўзгариши	153
6.7. Атмосферадаги ҳарорат инверсиялари	156
6.8. Ҳароратнинг тропосфера ва қўйи стратосферадаги тақсимоти...	162
VII БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ СУВ РЕЖИМИ	163
7.1. Ер шарида намлик айланиши ҳақида умумий маълумотлар.....	163
7.2. Турбулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламаси	164
7.3. Табиий шароитда буғланиш. Буғланувчанлик	167
7.4. Атмосферада ҳаво намлигининг ўзгариши	170
7.5. Атмосферада сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси.....	175
7.6. Туманлар. Уларнинг таснифлари. Географик тақсимоти.....	179
7.7. Булутлар. Булутларнинг таснифи.....	185
7.8. Ёғинлар ҳосил бўлиши жараёни. Атмосфера ёғинларининг таснифи	194
7.9. Ер сирти гидрометеорлари.....	203
VIII БОБ. АТМОСФЕРА ДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ	204
8.1. Атмосферада таъсир этувчи асосий кучлар	205
8.2. Турбулент атмосфера учун ҳаракат тенгламалари.....	210
8.3. Оқим чизиқлари ва траекториялар.....	212
8.4. Геострофик шамол. Шамолнинг барик қонуни	214
8.5. Геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши	217
8.6. Циклон ва антициклонларда градиент шамол.....	220
8.7. Атмосферанинг чегаравий қатламида ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири	222
8.8. Маҳаллий циркуляциялар	226
8.9. Қасирга ва чапғли бўронлар.....	235
ҲОҶДАЛАНИЛГАН АДАБИЁТЛАР	241

**ЮРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ ПЕТРОВ,
ҲАМРОҚУЛ ТУРСУНҚУЛОВИЧ ЭГАМБЕРДИЕВ,
БАХТИЯР МАҲАМАТЖАНОВИЧ ХОЛМАТЖАНОВ,
МУХИТДИН АЛАУТДИНОВ**

АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИ

Тошкент – «Fan va texnologiya» – 2011

Мухаррир: Ф.Исмоилова
Тех. муҳаррир: А.Мойдинов
Мусаввир: Ҳ.Фуломов
Мусахҳиҳа: М.Ҳайитова
Компьютерда
саҳифаловчи: Н.Ҳасанова

**Нашр.лиц. АI№149, 14.08.09. Босишга рухсат этилди 20.12.2011 йил.
Бичими 60x84 1/16. «Times Uz» гарнитураси. Офсет усулида босилди.
Шартли босма табоғи 16,0. Нашр босма табоғи 15,25.
Тиражи 300. Буюртма № 15/11-7.**

**«ООО Polimehanika bosmaxonasi» да чоп этилди.
Тошкент шаҳри, Муқимий тор кўч, 7-уй.**

